Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes

(südliches Tessin)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

DER

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHATLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

UNIVERSITÄT BASEL

VORGELEGT VON

RUDOLF BÄCHLIN

aus **Basel**

Zürich 1937

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64

Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes

(südliches Tessin)

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

DER

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHATLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER

UNIVERSITÄT BASEL

VORGELEGT VON

RUDOLF BÄCHLIN

aus **Basel**

Zürich 1937

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren M. Reinhard und A. Buxtorf.

Basel, den 5. März 1936.

Prof. A. L. Bernoulli,
Dekan.

Separatabdruck aus Schweiz. Min.-Petrogr. Mitteilungen,
Bd. XVII, 1937.

Sonderdruck aus „Schweiz. Min. Petr. Mitt.“, Band XVII, 1937

Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes

(südliches Tessin)

Von *Rudolf Bächlin* aus Basel

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	2
Einleitung	3
Morphologie	6
I. Topographischer Überblick	6
II. Gipfelformen	7
III. Terrassen	8
IV. Diluviale Bildungen	8
V. Nachdiluviale Bildungen	10
Geologischer Bau	11
I. Kurze Charakterisierung der auftretenden Gesteine	11
II. Tektonik	12
1. Präalpine tektonische Elemente	13
A. Nördliche Injektionszone	13
B. Paragneiszwischenzone	14
C. Südliche Injektionszone	15
2. Alpine tektonische Elemente	16
A. Bruch Quartino-M. Ceneri	17
B. Bruch Tamaro-Valle del Trodo	17
C. Überschiebung von Indemini	17
D. Überschiebung von Arosio	18
Petrographie	21
I. Amphibolite und peridotitische Gesteine	21
1. Allgemeines	21
2. Beschreibung der Gesteinstypen	22
A. Plagioklasamphibolite	22
B. Eklogitamphibolite und Granatamphibolite	23
C. Hornblendit	25
D. Strahlsteinfelse	26
E. Granatserpentin	26
3. Genetisches	26
II. Paragneise	27
1. Petrographische Beschreibung	27
A. Schieferiger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis	27
B. Hornblendeführender, schieferiger Biotitplagioklasgneis	28

Seite

C. Muskowitschiefer 29
D. Biotithornfelsgneis 29
E. Chloritisierung des Biotithornfelsgneises 31
F. Tonerdesilikat-führende Knotenbildungen 32
G. Kalksilikat-führende Einschlüsse 34
H. Marmorlagen 42
a) Marmor von Casenzano 43
b) Marmor ob Magadino-Ponte 44
c) Marmor vom Valle di Gerra 44
2. Entstehung der Paragneise 45
A. Ausgangsmaterial 45
B. Bildung der kalksilikatführenden Linsen und der Marmore 46
C. Bildung der tonerdesilikatführenden Knoten . . . 48
III. Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial 48
1. Biotitplagioklasgneis 48
2. Cenerigneis 49
A. Allgemeines 49
B. Verbreitung 49
C. Beschreibung 51
a) Gutgeschieferter Cenerigneis 51
b) Körnig-flaseriger Cenerigneis 52
c) Übergangsglieder zu nicht granulierten Gneisen . . 53
d) Kontaktverhältnisse 54
e) Kalksilikat-führende Einschlüsse 54
f) Kalkreiche Linsen 56
g) Umhüllung der Einschlüsse 57
h) Einschlüsse aus Biotithornfelsgneis 57
D. Genetische Deutung des Cenerigneises . . . 58
IV. Ortho- und Mischgneise 62
1. Alkalifeldspatgneis 62
2. Plagioklasalkalifeldspatgneis und Plagioklasgneis . . . 63
V. Pegmatite 65
1. Konkordante Pegmatite 65
2. Diskordante Pegmatite 67
3. Genetisches über Orthogneise, Mischgneise und Pegmatite . 68
VI. Basische Gänge 68
VII. Kataklasite, Mylonite, Gangmylonite und hydrothermale Bildungen 69
VIII. Magnetkiesvorkommen 72
Zusammenfassung 73
Literatur 76

Vorwort

Die Anregung zur vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. M. Reinhard, der mir vorschlug, ein Teilstück des Grundgebirges des Sotto Ceneri geologisch-petrographisch zu bearbeiten. Die Untersuchungen im Felde wurden im Sommer 1933 und im Frühling und Herbst 1934 durchgeführt. Die geologische Kartierung erfolgte im Masstab 1: 10 000. Begehung und Kartierung des Gebietes wurden durch die dichte Vegetation erschwert. Erleichtert wurden sie

anderseits dadurch, dass auf der vorzüglichen topographischen Unterlage selbst die kleinsten Pfade eingezeichnet sind.

Im Verlauf der Kartierung wurden an die 700 Handstücke gesammelt und von ungefähr einem Drittel wurden Dünnschliffe hergestellt. Die mikroskopische Untersuchung des Schliffmaterials wurde im mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel durchgeführt.

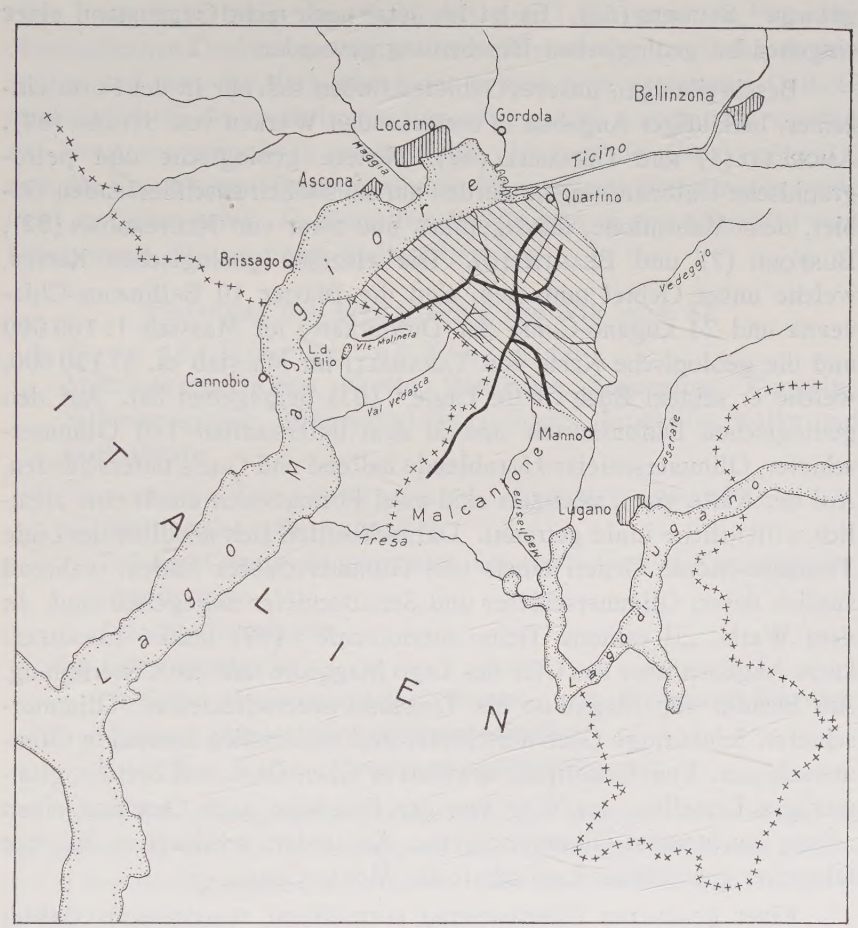


Fig. 1. Topographische Skizze des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Lago di Lugano, 1: 400 000.
Schräg schraffiert: geol. kartiertes Gebiet, auf Tafel III dargestellt; dicke schwarze Linien: Wasserscheiden.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt im Kanton Tessin im SE des nördlichen Endes des Lago Maggiore und zwar auf folgenden Blättern des topographischen Siegfriedatlas: 514 Locarno, 515 Bellinzona, 537 Bris-

sago, 538 Taverne. Die Überdruckblätter 1: 50 000 Lugano-Bellinzona und Monte Ceneri umfassen das ganze Untersuchungsgebiet. Die Lage und Umgrenzung des kartierten Stückes sind auf der Übersichtskarte Fig. 1 ersichtlich.

Das untersuchte Gebiet gehört in seiner Gesamtheit zum „Seengebirge" STUDERS (59). Es ist bis jetzt noch nicht Gegenstand einer eingehenden geologischen Bearbeitung geworden.

Beschreibungen unseres Gebietes finden sich nur in der Form einzelner, beiläufiger Angaben in umfassenden Werken von STUDER (59), AMORETTI (1) und TARAMELLI (62). Neuere geologische und petrographische Untersuchungen wurden nur im südlich anschliessenden Gebiet, dem Malcantone, durchgeführt, und zwar von KELTERBORN (32), BURFORD (7) und BEARTH (6). Die einzigen geologischen Karten, welche unser Gebiet umfassen, sind die Blätter 19 Bellinzona-Chiavenna und 24 Lugano-Como der Dufourkarte im Masstab 1: 100 000 und die geologische Karte von TARAMELLI im Masstab ca. 1: 150 000, welche er seinem Buch „I tre Laghi" (63) beigegeben hat. Auf den geologischen Dufourkarten sind in dem untersuchten Teil Glimmerschiefer, Glimmerschiefer Hornblende haltend und Gneis unterschieden. Auf der Karte von TARAMELLI sind zwei Formationen durch eine ziemlich willkürliche Linie getrennt. Darnach sollen sich nördlich der Linie Tronzano-Monte Ceneri Gneis und Glimmerschiefer finden, während südlich davon Glimmerschiefer und Serizitschiefer angegeben sind. In dem Werke „Il cantone Ticino meridionale" (62) macht TARAMELLI kurze Angaben über das Ufer des Lago Maggiore und die Ceneritalung. Am Seeufer von Magadino bis Tronzano unterscheidet er: Glimmerschiefer, feinkörnige Glimmerschiefer und schliesslich kompakte Glimmerschiefer. Vom Ceneripass erwähnt er einen Gneis mit breiten, glimmerigen Lamellen, am Weg von der Passhöhe nach Quartino einen silbrig leuchtenden Glimmerschiefer. Ausserdem schildert er die vom Gletscher geschliffene Landschaft des Monte Ceneri.

Einer genaueren Untersuchung vorgreifend, wurde unser Gebiet in die tektonische Synthese der Alpen einbezogen. ARGAND (5) fasste das Seengebirge mit dem Komplex der sogenannten Stronagneise, die Granite von Baveno-Motterone und die basischen Gesteine der Ivrea als „zone insubrienne" zusammen, zu der nach ihm die Wurzelzone der austro-alpinen Decken und die Infrastruktur der Dinariden gehören. STAUB (57) hat später eine andere Ansicht vertreten. Er teilt die „zone insubrienne" in drei tektonisch verschiedenwertige Einheiten. Die nördlichste davon — die Zone von Ivrea — deutet er als mittelostalpine Wurzelzone; die mittlere — den nördlichen Teil des Seengebirges und

seine östliche Fortsetzung, die Catena orobica — als oberostalpine Wurzelzone und schliesslich den südlich verbleibenden Teil als altkristallines Grundgebirge des herzynischen Dinariden (Südalpen) — Sockels. NOVARESE und CORNELIUS haben unabhängig voneinander diese Auffassung STAUBS widerlegt. CORNELIUS nimmt in seiner Arbeit (10) „Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass" an, dass die oberostalpinen Decken eine unmittelbare Fortsetzung der Südalpen darstellen und dass die Verbindung der beiden jetzt getrennten Gebiete nachträglich an der insubrischen Verwerfungslinie zerschnitten worden ist. NOVARESE schreibt in seiner Studie „La zona del Canavese" (41), dass die STAUB'schen Trennungslinien der einzelnen Einheiten im Felde nicht zu finden seien. In demselben Werke gibt er eine Übersicht vom Seengebirge, die an dieser Stelle zitiert sei.

Einteilung des Seengebirges von NW nach SE

1. Zone der Diorite und Kinzigite
   Melanokrate Diorite, Norite, Peridotite, Serpentine, Kinzigite, Sillimanitgneise, Sillimanitglimmerschiefer, kristalline Kalke und Kalksilikate.
2. Seenzone der Gneise und Glimmerschiefer
   a) Biotitgneise, (Stronagneise)
      Tafelige Gneise, Augengneise, kompakte Gneise, Knotengneise, Granitgneise
      Amphiboliteinlagen
   b) Glimmerschiefer
      Gneisige Glimmerschiefer, Granat- und Staurolith-führende Glimmerschiefer, Serizitglimmerschiefer
      Kristalline Kalke (Musso), Amphibolitlinsen.

Nach der geologischen Kartenskizze im Masstab 1 : 1 000 000 zu schliessen, die der Studie beigegeben ist, liegt unser Gebiet zum Grossteil in den Biotitgneisen der Seenzone. Nur im SE sollen sich Glimmerschiefer finden.

Prof. M. REINHARD, der seit einigen Jahren mit detaillierten geologischen Aufnahmen im Sotto Ceneri beschäftigt ist, hat 1934 (48) eine Übersicht über das Seengebirge des Sotto Ceneri gegeben. Darin charakterisiert er unter anderem die verschiedenen Gesteinstypen des altkristallinen Grundgebirges. Dieses zählt er zum herzynisch gefalteten alpinen Hinterland, das sich während der Alpenfaltung im ganzen starr verhalten hat. Nur die Mylonit- und Ruschelzonen, welche verschieden fallende Schichtkomplexe trennen, sollen während der alpinen Bewegungsphase entstanden sein.

In jüngster Zeit ist der nach dem Luganersee entwässerte Teil des untersuchten Gebietes von ANNAHEIM (4) nach geomorphologischen Gesichtspunkten bearbeitet worden. Auf die inhaltsreiche Arbeit dieses Autors werden wir an anderer Stelle zurückkommen.

Morphologie

Morphologische Arbeiten können nicht auf engbeschränktem Gebiet durchgeführt werden. Erst wenn grosse Gebiete nach morphologischen Gesichtspunkten untersucht worden sind, ist es möglich, allgemeine Folgerungen zu ziehen. Wir beschränken uns deshalb auf die Mitteilung einiger Beobachtungen. Wir können das umso eher tun, als die morphologische Studie ANNAHEIMS (4) einen grossen Teil unseres Gebietes umfasst.

I. Topographischer Überblick

(Vergleiche Überdruck 1:50 000 M. Ceneri)

Der M. Tamaro (1966 m ü. M. und 1770 m über dem Spiegel des Lago Maggiore) bildet die höchste Erhebung des untersuchten Gebietes. Er beherrscht nicht nur das Landschaftsbild, sondern ist zugleich das Quellgebiet von vier Bächen, die in verschiedenen Himmelsrichtungen ausstrahlen.

Das längste und breiteste Tal, das Val Vedasca, das nur in seinem Oberlauf im Untersuchungsgebiet liegt, zieht sich vom Tamaro in südwestlicher Richtung bis nach Maccagno (Italien) am Lago Maggiore. Es trennt in verhältnismässig gerader Linie den nordwestlichen Gebirgszug mit den Gipfeln M. Gambarogno (1737 m), M. Paglione (1557 m), Covretto (1597 m), M. Sirti (1347 m), M. Cadrigna (1309 m), Montagnola (930 m) von der südöstlichen Kette, die mit dem M. Tamaro beginnt und sich über M. Gradicioli (1939 m), M. Pola (1748 m), Poncione di Breno (1658 m), Lema (1623 m) zum Moncucco (1520 m) zieht.

Vom Tamaro aus in NNE-Richtung verläuft das Valle del Trodo. Der Bach fliesst im oberen Talstück in einer vollkommen geradlinigen Mylonitzone, die in der Einsattelung zwischen M. Tamaro und Motto Rotondo beginnt. Es sei hier gleich beigefügt, dass beinahe jeder Bach auf seinem Weg ins Tal über kürzere oder längere Strecken sein Bett in leicht erodierbare Ruschel- und Mylonitzonen gegraben hat. Das Trodotal trennt den einfach gebauten westlichen Kamm mit den Gipfeln M. Tamaro, Poncione della Costa (1725 m), Motto

Croce (1473 m) von der reicher verzweigten östlichen Wasserscheide, deren Hauptast sich vom Motto Rotondo (1931 m) zum Motto Tornago (1003 m) erstreckt.

Das Valle Cusello zieht sich vom M. Tamaro in SE-Richtung nach Sigirino. Es trennt den Tamaro-Rotondo-Camuso-Kamm vom Tamaro-Gradicioli-Ferraro-Kamm.

Das vierte Tal, das am M. Tamaro beginnt, ist das Valle di Vira. Es fällt in kurzem, steilem Lauf in N-Richtung zum Lago Maggiore.

Neben diesen vier vom Tamaro ausgehenden Bachläufen greift noch der Oberlauf der Magliasina, die Fontanella, in das Untersuchungsgebiet. Sie entwässert den M. Magino-M. Gradicioli-M. Ferraro-Kessel gegen Süden.

Zahlreiche kleinere Bäche entwässern ausserdem die steilen Abhänge gegen den Lago Maggiore und gegen die Ceneri-Talung. Trotz ihrer geringen Wasserführung haben sie tiefe Rinnen, z. T. sogar unzugängliche Schluchten erodiert. Diese scharf einschneidende Erosion wird verständlich, wenn man sieht, wie durch die grossen Regenmengen die kleinsten Rinnsale vorübergehend zu tobenden Wildbächen anwachsen können.

II. Gipfelformen

In der Region der höchsten Erhebungen suchen wir meist vergeblich nach Wirkungen rezenter Erosion. Der Grossteil der Gipfel hat sehr sanfte Formen. Schaut man über die Gipfel hinweg und lässt die tiefen Täler unbeachtet, so hat man eher den Eindruck eines schwach gewellten Hügellandes, als den von 2000 m hohen Bergen. Wohl finden sich einzelne steile Felswände, die bekunden, dass die Erosion an verschiedenen Stellen bis zu den höchsten Erhebungen vorgeschritten ist (z. B. am Tamarogipfel). Sie sind aber verhältnismässig selten, sodass wir sie füglich als Ausnahmen bezeichnen können. Die Bergrücken, welche die einzelnen Gipfel verbinden, sind selten tief eingeschnitten. In dem welligen Gelände der Hochregion sind Aufschlüsse nicht häufig. Eine dicke Verwitterungsschicht, die bis über 1 m mächtig werden kann, verdeckt oft das anstehende Gestein.

Die sanften Formen der Gipfel und Kämme einerseits und die mächtige Verwitterungsdecke anderseits zeigen, dass diese Hochformen als Überreste einer alten, reif zerschnittenen Landschaft zu betrachten sind. Annaheim (4) hat diesem „ausgeglichenen Mittelgebirge“ altpliocänes Alter zugesprochen.

III. Terrassen

Der Höhenunterschied der jetzigen Landschaft beträgt 2100 m. Es ist deshalb begreiflich, dass wir beim Verlassen der flachgewellten Gipfelregion steile Hänge antreffen. Doch handelt es sich nicht um gleichförmige Abhänge, die vom Rand der Gipfellandschaft bis zu den jetzigen Talsohlen hinunterreichen. In den stark geneigten Bergflanken liegen vielmehr an zahlreichen Stellen gesimsartige, schwächer geneigte Partien. Solche Verflachungen finden sich an den verschiedenen Berghängen stets in ungefähr denselben Höhen, und zwar gewöhnlich in vier verschiedenen Höhenlagen. Wir ordnen die gleich hohen Einebnungen zu Systemen und deuten sie als randliche Überreste ehemaliger Talböden. Auf diese Weise kommen wir zu folgenden vier Terrassensystemen:

System A.	Durchschnittshöhe:	890 m	}
System B.	„	780 m	} Bedrettoterrasse (nach LAUTENSACH)
System C.	„	650 m	}
System D.	„	340 m	Sobrioterrasse (nach LAUTENSACH)

Höhergelegene Verflachungen finden sich an verschiedenen Stellen bis auf 1550 m. Sie können aber nicht zu Systemen geordnet werden, da sie nur vereinzelt auftreten. Die Terrassen sind nur in sehr kümmerlichen Überresten erhalten, wir verzichten deshalb auf eine genaue Aufzählung. Am besten entwickelt ist das System D am Lago Maggiore. Sämtliche Hochdörfer von Orgnana (360 m), 600 m südlich von Magadino bis Pino (290 m) jenseits der Schweizergrenze, liegen auf dieser Terrasse. Verhältnismässig gut ausgebildet ist das System A im Val Vedasca, wo es den Untergrund für die Dörfer Indemini, Biegno, Lozzo, Armio und Graglia geliefert hat. Wie wir später sehen werden, ist dieses Tal nie vom Gletscher überflutet worden. Die randlichen Überreste der ehemaligen Talböden sind deshalb noch gut erhalten.

IV. Diluviale Bildungen

Sämtliche Terrassen, ausgenommen das System A im Val Vedasca, sind vom Gletscher nachträglich überarbeitet worden. Sie bilden nun z. T. typische Rundhöckerlandschaften. Nachdem das alte Mittelgebirge durch die Erosion der Flüsse in mehreren Etappen (von uns beobachtet vier) bis auf wenige Überreste in der Gipfelregion zerstört worden war, wurde das ganze Gebiet bis zu einer bestimmten Höhe von den aus den zentralen Alpen vordringenden Gletschern überflutet. Die Talvertiefung durch die Erosion der Gletscher wird von LAUTENSACH (37)

für das obere Ende des Lago Maggiore auf 800 m, von ANNAHEIM bei Camignolo auf 120 m und bei Taverne auf 130 m berechnet. Nach unserem Dafürhalten scheint der Betrag LAUTENSACHS zu gross. Ob der Gletscher bereits vor der Bildung der Systeme B, C oder D einmal oder mehrere Male vorgedrungen ist, kann nicht entschieden werden. Die schönsten Rundhöckerlandschaften finden sich bei Vairano (1,5 km SE von S. Nazzaro) am Lago Maggiore und im Leguana-Vedeggio-Tal vom Ceneripass bis Taverne. Die Felswände und Rundhöcker sind oft vollkommen glatt gehobelt. Gekritzte Anschliffe haben wir nirgends entdeckt.

Moränen sind an zahlreichen Orten gefunden worden; mächtigere Moränenanhäufungen aber zählen zu den Seltenheiten. Sie wurden nur an zwei Stellen getroffen: Am Hang gegen den Lago Maggiore unterhalb der Monti von Gerra (2,4 km SE von Gerra) und an der Strasse, die von Gravesano nach Arosio führt (am SE-Rand des Aufnahmegebiets). Im übrigen sind nur wenige Moränen, die zudem zum grossen Teil verschwemmt worden sind, vorhanden. Die Lage der höchsten Erratika ist wichtig zur Feststellung der maximalen Gletscherhöhe. Hochgelegene Erratika sind äusserst selten. Es wurden folgende Funde gemacht: Alpe Cedullo 1280 m, Alpe Torricella 1256 m, Pozzo ob Arosio 1100 m, Varera im oberen Teil des Magliasinatales 1040 m. Östlich des M. Ceneri (Cima di Medeglia) gibt LAUTENSACH einen Fund in der Höhe von 1265 m an. Der Gletscher, dessen einer Arm die Talung des Lago Maggiore hinunterfloss und dessen anderer Arm durch das Vedeggio-Leguana-Tal dem Luganersee-Gebiet zustrebte, stieg nach unseren Funden zu urteilen nicht über eine Höhe von 1300 m.

Der Lago Maggiore-Arm vermochte also weder die Lücke im Grat zwischen M. Tamaro und M. Gambarogno (Corte di Neggia, 1390 m) noch diejenige zwischen M. Gambarogno und M. Paglione (St. Anna, 1350 m) zu überfliessen. Er reichte wahrscheinlich nie in den oberen Teil des Val Vedasca. Tatsächlich fanden wir im schweizerischen Teil dieses Tales weder Moränen noch Erratika. Die Arbeiten von LAUTENSACH (37) und ANNAHEIM (4) zeigen, dass diese Autoren, welche die maximale Höhe der Gletscher nicht nur nach den höchsten Erratikern, sondern auch nach bestimmten Landschaftsformen ermitteln, eine höhere maximale Gletscherhöhe im Gebiet des Monte Ceneri annehmen, nämlich 1500 m, und infolgedessen ein Überfliessen der Gletscher über die erwähnten Lücken folgern müssen.

Der Ceneriarm des Tessingletschers hat den Kamm Gradicioli-M. Ferraro nicht überschritten. Am Hang gegen das Vedeggio-Leguana-

Tal finden sich 3 km nördlich von Arosio Erratika in einer Höhe von 1250 m, ob Arosio beträgt die maximale Höhe der Erratika nur noch 1100 m. Die Gletscherhöhe scheint also zwischen diesen zwei Fundpunkten ziemlich rasch abgenommen zu haben. Diese Abnahme war bedingt durch die Oberflächenverbreiterung des Eisstromes einmal bei Taverne gegen Osten (Casserate-Gebiet) und dann bei Gravesano gegen Westen (Magliasinagebiet). Im obersten Teil des Magliasinatales staute sich ein Teil des Eises und hinterliess nach dem Abschmelzen nördlich von Vezio und Mugena ziemlich viel Moränenmaterial. Die oberste Grenze des Diluviums im Malcantone wird von KELTERBORN (32) in 1100 m angegeben, was mit unserem Fund ob Arosio gut übereinstimmt.

V. Nachdiluviale Bildungen

Nach dem Rückzug der Gletscher setzte die Erosion der Flüsse wieder in vollem Umfang ein. In die steilen Hänge wurden tiefe Talkerben geschnitten, während in den Niederungen der Schutt sich ansammelte. Die Ebene von Magadino wurde vom Ticino und seinen Seitenbächen aufgeschüttet. Die in den Lago Maggiore und das Leguana-Vedeggiotal fliessenden Bäche erzeugten lokale Schuttkegel.

Während der Eiszeit war der Schutt der Berghänge weggeräumt worden. Nach dem Rückzug der Gletscher bildete sich eine neue Schuttdecke, von der nur wenige Rundhöcker verschont blieben. Typische Schutthalden sind im Gegensatz zu dem überall verbreiteten Gehängeschutt verhältnismässig selten. Zudem sind sie meist von dichter Vegetation überwachsen. Es ist deshalb schwierig, Schutthalden vom Gehängeschutt zu unterscheiden. Ausgeschlossen ist eine Trennung der altpliocänen Verwitterungsschicht der Gipfelregion vom nachdiluvialen Gehängeschutt, da beide Bildungen in einander übergehen und überwachsen sind.

Zeugen eines Bergsturzes sind im obersten Teil des Val Cusello beobachtbar. Eine gewaltige Felsmasse hat sich, wahrscheinlich in vorgeschichtlicher Zeit, von der Ostflanke des M. Gradicioli gelöst und den Abhang bis zur Talsohle mit Schutt überdeckt. Auf dieser Schuttmasse liegt die Alpe Cusello. In neuerer Zeit ist das quellenreiche Alpgebiet des Val Cusello zur Trinkwasserversorgung der Stadt Lugano herangezogen worden. Ein Teil der über 90 Quellfassungen liegt am unteren Rande des Bergsturzes, ein anderer Teil zapft die Wassermasse an, die sich in der mächtigen Verwitterungsschicht der Hochregion wie in einem Schwamme ansammelt.

Geologischer Bau

I. KURZE CHARAKTERISIERUNG DER AUFTRETENDEN GESTEINE

Die Paragneise sind die verbreitetsten Gesteine des untersuchten Gebietes. Folgende Arten wurden unterschieden: schieferige Biotitplagioklasgneise, z. T. hornblendeführend, Muskowitschiefer, Biotithornfelsgneis mit zahlreichen Einschlüssen und z. T. mit tonerdesilikatführenden Knotenbildungen. Marmore und Amphibolite bilden in diesen Gesteinen seltene Zwischenlagen.

Orthogneise finden sich nur an wenigen Stellen. Nach dem Mineralbestand wurden Alkalifeldspatgneis und Plagioklasalkalifeldspatgneis unterschieden.

Mischgneise mit verschieden starker Beimengung von Orthomaterial haben eine grosse Verbreitung. Wir haben sie gegliedert in Mischgneis mit vorwiegend Paramaterial und Mischgneis mit Orthogneishabitus. Zu der ersten Gruppe zählen wir einen Biotitgneis mit granuliertem Plagioklas (Cenerigneis), der im Felde gewöhnlich eng gebunden an den Biotithornfelsgneis vorkommt. Zu derselben Gruppe gehören die Biotitplagioklasgneise, die sich durch gröberes Korn von den schieferigen Biotitplagioklasgneisen unterscheiden. Zu der Gruppe der Mischgneise mit Orthogneishabitus rechnen wir die Plagioklasgneise, die z. T. Hornblende führen. Sie sind recht verbreitet und gehen an verschiedenen Stellen ganz allmählich in die Plagioklasalkalifeldspatgneise über.

Der Komplex der kristallinen Schiefer ist von einzelnen basischen Gängen durchbrochen worden. Diese stellen zusammen mit den diskordanten Pegmatiten die einzigen nicht geschieferten Gesteine dar.

Sämtliche Gesteine, mit Ausnahme einiger basischer Gänge, zeigen deutliche Spuren der Kataklase. Zahlreiche Ruschel- und Mylonitzonen weisen ebenfalls auf eine starke tektonische Beanspruchung. Im Zusammenhang mit den Ruschelzonen finden sich Quarzgänge, chloritisierte und pyritisierte Zonen und spärlich Kalkspat. Grössere Erzmengen treffen wir nur in einem gangartigen Vorkommen von Magnetkies im Valle del Trodo.

Die geologische Karte (Tafel III) gibt Aufschluss über den Verlauf der einzelnen Gesteinszonen. Auf den ersten Blick fällt eine Dreiteilung des Gebietes auf, und zwar in eine nördliche Injektionszone, eine südliche Injektionszone und eine dazwischen liegende Paragneiszone.

Die nördliche Injektionszone besitzt als intrusive Kerne mehrere Lagen aus aplitischem Alkalifeldspatgneis, die von Biotit-

plagioklasgneis und von schieferigem Biotitplagioklasgneis umgeben werden. Auch der Biotithornfelsgneis hat im westlichen Teil dieser Zone eine grosse Verbreitung.

Die Paragneiszwischenzone wird von Biotithornfelsgneisen gebildet, die randlich meist in Cenerigneis, Biotitgneis mit granuliertem Plagioklas, übergehen.

In der südlichen Injektionszone treten mehrere Linsen von Plagioklasalkalifeldspatgneis auf, die von mächtigen Plagioklasgneislagen umgeben werden. Diese Zone wird im Süden durch eine junge Störungslinie getrennt von den steilstehenden Schiefern und Gneisen des nördlichen Malcantone, auf denen der Servino von Arosio diskordant auflagert und in die das Karbon von Manno diskordant eingefaltet und eingesenkt worden ist.

Die ältesten, nicht metamorphen Sedimentgesteine, welche wenig südlich des untersuchten Gebietes in die kristallinen Schiefer eingefaltet erscheinen, sind die pflanzenführenden Konglomerate von Manno. Sie werden ins oberste Oberkarbon gestellt. Sie zeigen keine Spuren einer Metamorphose und bilden somit einen auffälligen Gegensatz zu ihrer kristallinen Unterlage. Die Bildung der metamorphen Gesteine ist also sicher voroberkarbonisch.

Am Südrande unseres Untersuchungsgebietes findet sich westlich von Arosio ein wenig ausgedehntes Vorkommen von klastischen Bildungen, die von Kelterborn (32) näher beschrieben worden sind. Sie bilden eine wenig mächtige, schwach geneigte Platte, die diskordant auf den steilstehenden kristallinen Schiefern ruht. Es handelt sich um sandig bis tonig-sandige, graugrüne und braunrote Ablagerungen, die an der Basis auch gröberes Material führen; die Komponenten sind eckig. Kelterborn stellt die oberen, sandigen Bildungen zum Servino, die basalen parallelisiert er mit dem Karbon von Manno. Lithologisch unterscheiden sich aber die lockeren klastischen Bildungen von Arosio in wesentlicher Hinsicht von den festen Sandsteinen und fluviatilen Karbonkonglomeraten von Manno mit ihren gut gerundeten, grossen Geröllen. Die klastischen Bildungen von Arosio müssen als eine Einheit aufgefasst werden, und da sie auf einer kristallinen Unterlage ruhen, die starke lateritische Verwitterung zeigt, halten wir sie für jünger als Oberkarbon und stellen sie zum Permo-Werfenien. (Vergleiche Dozy (13).)

II. TEKTONIK

Das kristalline Grundgebirge ist wenigstens zwei gebirgsbildenden Prozessen unterworfen worden. Seine Entstehung und jetzige Gestalt

sind ihm während den paläozoischen und wahrscheinlich auch den präpaläozoischen Orogenesen aufgeprägt worden; wir fassen sie zusammen als präalpine Orogenese. Sie war verbunden mit Intrusion und Metamorphose unter meso- bis katazonalen Bedingungen. Der Verlauf der Gneiszüge gibt uns über die Eigenart dieser alten Tektonik Aufschluss. Die alpine Beanspruchung ging unter epizonalen Bedingungen vor sich. Sie beschränkt sich auf die Bildung von Bruch- und Überschiebungslinien, Ruschel- und Mylonitzonen. Die Verfolgung dieser tektonischen Linien wird uns über die alpinen bis nachalpinen Bewegungen Auskunft geben.

1. Präalpine tektonische Elemente

A. Nördliche Injektionszone

Über die besondere Lagerung dieser Gesteinszone vermag die geologische Karte besseren Aufschluss zu vermitteln als Profile, die leicht zu einer falschen Vorstellung führen könnten. Sämtliche Gneisschichten zeigen in dieser Zone eine U-förmige Umbiegung. An der gegen E geschlossenen Umbiegungsstelle südlich Vira - Gambarogno stehen die Schichten senkrecht, in den gegen W geöffneten Schenkeln fallen sie isoklinal steil gegen S. Man könnte diese Struktur als eine senkrecht auftauchende Mulde oder als ein absteigendes Gewölbe deuten. Wahrscheinlich sind diese als Schlingen bezeichneten Strukturen nicht durch eine einmalige Faltung von ursprünglich horizontalen Schichten entstanden, sondern durch nachträgliche Umbiegungen, die der Zusammenschub in schon steilstehenden Schichten erzeugt hat. Sander (51), Schmidegg (53), Spaenhauer (55) und Wenk (66) haben ähnliche Gebilde aus der Silvretta-Ötztaldecke beschrieben. Die Faltenachsen können in solchen Fällen nicht mehr aus Streich- und Fallrichtung der Schichten konstruiert werden; es ist erforderlich, auch die Lage der B-Achsen einzumessen, wie es Sander (51) vorschlägt. Beobachtungen und Messungen haben ergeben, dass die B-Achsen an dieser Umbiegungsstelle durchwegs steil stehen. Es handelt sich also um steile Faltenachsen, um einen steilachsigen Faltenbau. In unserem Gebiet ist die Zone der Schlingen ausgezeichnet durch zahlreiche Orthogneislagen, welche die Umbiegungen mitmachen. Die Kristallisation hat den seitlichen Zusammenschub überdauert. Die Intrusion der Orthogneise selbst ist wahrscheinlich syntektonisch mit der Schlingenbildung. Das Eindringen des granitischen Magmas bewirkte eine gesteigerte Mobilität der Nebengesteine. In diesem Zustand war ein seitlicher Zusammenschub leichter möglich. Ähnliche Umbiegungen und S-förmige Schlingen wie im untersuchten Teil wurden im italienischen Gebiet beim

Lago Deglio beobachtet. Soviel nach der nur kursorischen Begehung dieses Gebietes gesagt werden kann, handelt es sich um enge Schlingen eines Biotitparagneises. In diesem Paragneis stecken zahlreiche schmale bis 100 m lange aplitisch-pegmatitische Linsen. Diese Injektionszone vom Lago Deglio steht sehr wahrscheinlich in direktem Zusammenhang mit der nördlichen Injektionszone unseres Gebietes. Auf jeden Fall sind in beiden Zonen, in denen Schlingenbildung festgestellt wird, die Paragneise injiziert. Schlingen ähnlicher Art wurden von M. Reinhard östlich Luino festgestellt in einem Gebiet, das vornehmlich aus Paragesteinen besteht.

In unserem Gebiet fallen die Gneise, ausser an den Umbiegungsstellen — wo sie senkrecht stehen — 65°—80° gegen Süden. Längs dem Ufer des Lago Maggiore ist das Streichen ein ziemlich konstantes: ca. E—W. In der Ecke von Quartino sind die Verhältnisse recht verwickelt. Auch hier handelt es sich um Schlingen mit steilstehenden Faltenachsen. Typische Orthogneise fehlen, dafür tritt der Cenerigneis auf; er beschreibt eine gegen Süden offene Schlinge. Es bleibt aber nicht bei diesem einfachen U-förmigen Gebilde. Auf der Konvexseite fügt sich im NW eine weitere Partie von Cenerigneis an, die in SE—NW-Richtung verläuft und SE von Magadino ein plötzliches Ende findet. Die Aufschlüsse sind hier schlecht. Möglicherweise trennt ein Bruch den Cenerigneis vom andersstreichenden Biotithornfelsgneis. In dem eben beschriebenen Gebiet schwanken Streichen und Fallen sehr stark. Steilstehende B-Achsen wurden in der östlichen Umbiegungsstelle beobachtet. Es handelt sich sehr wahrscheinlich auch hier um eine Zusammenschiebungszone mit steilachsigem Faltenbau.

Zusammenfassend halten wir von der nördlichen Injektionszone fest: ihre Tektonik ist ein Faltenbau mit steilen Faltenachsen, ein Schlingenbau.

B. Paragneiszwischenzone

Wie bereits erwähnt, wird die nördliche Injektionszone von der südlichen getrennt durch den mächtigen Komplex der Biotithornfelsgneise. Diese, für unser Gebiet bezeichnenden Gesteine sind bis nach Graglio in Italien verfolgt worden. Tektonische Komplikationen treten nicht auf. Die ganze Formation liegt, soweit sie nicht durch jüngere tektonische Vorgänge gestört wurde, konkordant zwischen je einem Zug Cenerigneis im S und einem im N. Das Fallen schwankt zwischen 15° und 40°, ist also bereits erheblich flacher als in der nördlichen Zone. An vielen Stellen liegen die Paragneise ungefähr horizontal. Im einzelnen sind zahlreiche Abweichungen von der generellen Streich-

richtung ENE—WSW festzustellen. Sie haben aber nur lokalen Charakter und sind nicht auf grössere Strecken verfolgbar. Die interessanteste Stelle dieser Zwischenzone liegt im E zwischen M. Ceneri und Rivera. Die nördliche und die südliche Zone von Cenerigneis, die den Paragneis umhüllen, treffen hier zusammen; der dazwischen liegende Paragneis spitzt sich aus und verschwindet. Auch weiter im E findet er sich nicht mehr, wie mir Prof. M. REINHARD mitgeteilt hat. Nur der Cenerigneis zieht in östlicher Richtung weiter, bis auch er ein plötzliches Ende findet in der Gegend östlich der Cima di Medeglia. In unserem Gebiet, wenig südlich des Monte Ceneri, streicht der nördliche Zug des Cenerigneises WNW—ESE und der südliche WSW—ENE; beide fallen steil gegen S. Um eine Schlingenumbiegung kann es sich hier nicht handeln, da die beiden Cenerigneiszüge spitz zusammenlaufen; vielmehr haben wir es mit einer Mulde zu tun, deren Elemente wegen Achsialaufstieg gegen E sukzessive in die Luft ausstreichen. Der Paragneis wäre der Muldenkern, der beim Auftauchen zuerst verschwindet. Der stratigraphisch tiefere Teil der Mulde ist der Cenerigneis, er repräsentiert die tiefere, granitisierte Facies des Biotithornfelsgneises. Er streicht erst weiter im E in die Luft. Der Biotithornfelsgneis wäre somit der stratigraphisch höchste Teil unseres Gneiskomplexes.

Fassen wir den Biotithornfelsgneis als Mulde auf, so kommen wir beim Vorrücken gegen S in stratigraphisch tiefere Zonen. Damit stimmt der Injektionscharakter der südlich anschliessenden Zone gut überein.

C. Südliche Injektionszone

Das Bild der geologischen Karte erweckt den Eindruck, dass das Gebiet der südlichen Injektionszone mindestens so kompliziert, wenn nicht noch komplizierter gebaut sei als das nördliche. In Wirklichkeit ist diese Zone aber nicht wesentlich vielgestaltiger als die Paragneiszwischenzone, die eben besprochen wurde. Die starke Gliederung des Kartenbildes hat verschiedene Ursachen. Die Gneise liegen an mehreren Stellen parallel zu den Hängen der Berge. Zudem sind sie leicht gewellt, sowohl in der Streichrichtung als auch in der Fallrichtung. Auf diese Weise entstehen vielgestaltige Intersektionen. Das Auskeilen der Injektionslinsen in Streich- und Fallrichtung ist eine weitere Ursache, die zur Kompliziertheit des Kartenbildes beiträgt.

Die Gneise der südlichen Injektionszone reihen sich konkordant an die Biotithornfelsgneise der Zwischenzone. Der Bau der südlichen Injektionszone ist verhältnismässig einfach. Sieht man von den zahlreichen Kleinfältelungen ab, so kann man von einer Gneisplatte reden,

die an ihrem nordwestlichen Rand mit etwa 35°—50° nach SE fällt. Gegen das Vedeggio-Leguanatal neigt sich diese Platte stärker, nämlich 50°—65°, und fällt ostwärts. (Die Ortho- und Mischgneise zwischen Rivera und Taverne streichen in nordsüdlicher Richtung.) Im S, im Magliasinatal, westlich des M. Ferraro, wölbt sich die Gneisplatte zu einer kleinen Antiklinale auf, sodass die Schichten hier eine Strecke weit nordwärts fallen. Südlich von diesem Gewölbe bilden die Gneise eine schwach gewellte, horizontal liegende Platte, die bis zur alpinen Überschiebung von Arosio reicht. Südlich dieser Überschiebungslinie fallen die Gneise mit 75°—90° gegen W.

Lässt man die Zone südlich der Überschiebung von Arosio ausser Betracht, so kann als kennzeichnendstes Merkmal der südlichen Injektionszone die schwach geneigte bis horizontale Lagerung der Gneise hervorgehoben werden.

Zur Erklärung der präalpinen Tektonik haben wir den Verlauf der Gneiszüge und die Kristallisationsschieferung verfolgt. Letztere entstand — wie die petrographische Untersuchung lehrt — unter meso- bis katazonalen Bedingungen der Metamorphose. Auch die Bildung der Orthogneise und Mischgneise fällt in diese Phase. Das Zusammenwirken von Gebirgsbildung, Intrusion und Metamorphose hat zu den schwer deutbaren Schlingenbildungen geführt.

2. Alpine tektonische Elemente

Die Wirkung der alpinen Bewegungsphase beschränkt sich auf die Bildung von Mylonit- und Ruschelzonen und Überschiebungen geringen Ausmasses. Viele von den zahlreichen Ruschelzonen können allerdings schon in voralpiner Zeit entstanden sein und zur Zeit der Alpenbildung neu belebt worden sein. Wir werden später auf diese Frage zurückkommen.

Burford hat in seiner Arbeit (7) eine tektonische Skizze vom Malcantone gegeben. Danach besteht dieses Gebiet aus einzelnen Gneispaketen, die verschiedenes Streichen und Fallen zeigen und durch Bruchflächen voneinander getrennt werden. Die wichtigsten Bruchlinien verlaufen in NNE—SSW-Richtung und sind offenbar alpinen Alters. Es ist nun zu untersuchen, ob sich die Schollentektonik des Malcantone auch in das nördlich anschliessende, von uns kartierte Gebiet fortsetzt.

Die Mehrzahl der Mylonit- und Ruschelzonen ist nur über ein paar Meter verfolgbar. Nur wenige haben eine so grosse Ausdehnung, dass ihnen eine tektonische Bedeutung zukommt. Beinahe in jeder Bachrunse sind die schwarzen, mylonitischen Gesteine zu treffen, die für

die Ruschelzonen bezeichnend sind. Sie liegen z. T. in den Schieferungsflächen, z. T. sind sie diskordant dazu. Sie sind im ganzen Gebiet ziemlich häufig zu finden und in allen drei Zonen ungefähr gleichmässig verteilt. Die Gangmylonite beschränken sich auf die nördliche Injektionszone.

Folgende wichtige Störungslinien wurden aufgefunden:

A. Bruch Quartino-Monte Ceneri
B. Bruch Tamaro-Rotondolücke-Val del Trodo
C. Überschiebung von Indemini
D. Überschiebung von Arosio.

A. *Bruch Quartino-Monte Ceneri*

Die Störungslinie zieht sich von der Ceneripasshöhe in NW-Richtung gegen die Ebene von Magadino. Die Bruchfläche selbst ist nicht aufgeschlossen. Morphologisch tritt sie in ihrem nordwestlichen Teil deutlich als kleines Tälchen hervor, das 400 m westlich von Quartino in die Ebene von Magadino mündet. Zu beiden Seiten dieses gegen NW verlaufenden Tälchens stehen verschiedene Gesteine an, obwohl das Streichen der Schichten beidseitig dasselbe — E—W — ist. Das Ausmass und die Richtung der Verschiebung sind nicht feststellbar. Von der Ceneripasshöhe nach S ist der Verlauf der Störung nicht mehr zu erkennen. Wahrscheinlich steht die Ruschelzone, die sich 500 m nördlich von Caslano (zwischen M. Ceneri und Rivera) an der Strasse findet, im Zusammenhang damit.

B. *Bruch Tamaro-Rotondolücke-Val del Trodo*

In der Lücke zwischen Monte Tamaro und Motto Rotondo ist eine deutliche Ruschelzone aufgeschlossen. Ins Valle Cusello ist sie nur ein kleines Stück verfolgbar, dagegen zieht sie sich in schnurgerader Linie etwa 2 km weit ins Valle del Trodo hinunter und bildet auf dieser ganzen Strecke das Bachbett des Trodo. In verschiedenen Schriften (4, 37) ist betont worden, dass im Sotto Ceneri die Oberflächengestaltung in keinem Zusammenhang mit dem geologischen Bau stehe. Das Beispiel der Trodoverwerfung lehrt, dass diese Aussage nicht zutrifft, denn zweifellos steht die Anlage des Trodotals in engem Zusammenhang mit dieser Störung. Auch die Cenerifurche dürfte in Beziehung zur Verwerfung Ceneri-Quartino stehen.

C. *Überschiebung von Indemini*

Die Überschiebung tritt auf der Karte infolge der beidseitigen Diskordanz deutlich hervor. Der nach Süden überschobene Block besteht

in seinem westlichen Teil aus dem aplitischen Orthogneis der nördlichen Injektionszone; weiter östlich, in der Gegend der Monti d'Idacca (1,5 km südlich Corte di Neggia), kommen dazu schieferige Biotitplagioklasgneise, Biotitplagioklasgneise, Cenerigneise und Biotithornfelsgneise. Das Überfahrene besteht überall aus Biotithornfelsgneis. Die Schubfläche ist unregelmässig gewellt und fällt mit 30°—45° gegen N. Der aplitische Orthogneis ist in der Nähe der Überschiebungsfläche stark zertrümmert. Das leicht zerbröckelte Gestein bildet nördlich von Indemini zahlreiche Schutthalden. Im E, wo die Schuppe nicht mehr aus Orthogneis besteht, ist die tektonische Beanspruchung erkennbar an den zahlreichen Mylonit- und Ruschelzonen, die parallel zu den Schieferungsebenen liegen. Aufschlüsse der Überschiebungszone finden sich in vier Runsen, die von der Strasse zwischen Indemini und Ri gegen den M. Gambarogno verlaufen. Das überfahrene Gestein, das in seiner ungestörten Lage schwach gegen S fällt, ist in der Nähe der Überschiebung zurückgebogen und in Kleinfalten gelegt. Je mehr man sich der Störungslinie nähert, desto zerknitterter wird das Gestein. Zugleich stellen sich zahlreiche Mylonitzonen ein. Die Aufschlüsse zeigen, wie durch den Südschub der nördlichen Partie das darunterliegende Gestein aus seiner südwärts fallenden Lage gepresst und z. T. überkippt wurde. Etwa 40 m südlich der Strasse, bei den Monti d'Idacca (1,5 km südlich Corte di Neggia), findet sich ein ausgezeichneter Aufschluss der Überschiebungsfläche. Das Überfahrene ist hier nur schwach gewellt, dagegen ist die Basis der Schuppe (Cenerigneis) in Gesteinsmehl und tektonische Brekzien umgewandelt. Östlich der Monti d'Idacca ist die Überschiebung nicht mehr klar zu erkennen. Eine Störungszone mit Myloniten und starker Kleinfältelung verläuft von hier in östlicher Richtung über die Wasserscheide südlich des M. Tamaro bei 1738 m und klingt schliesslich als Kleinfalte im Nordhang des Valle Cusello, nördlich der Alpe Cusello, aus. Die westliche Fortsetzung der Überschiebung fällt auf italienisches Gebiet und konnte nicht untersucht werden.

D. *Überschiebung von Arosio*

Am S- und SE-Rand der südlichen Injektionszone findet sich eine Mylonit- und Ruschelzone, die an verschiedenen Stellen eine bedeutende Mächtigkeit besitzt. Sie zieht sich von der Magliasina — 300 m nördlich der Brücke, die von Vezio nach Mugena führt — über Mugena nach Arosio und von hier in NE-Richtung bis ins Valle Cagiane in 600 m Höhe. Vermutlich hört sie hier nicht auf, sondern setzt sich, unter Schutt verdeckt, fort bis in die Kerbe westlich des Barro zwischen

Torricella und Osignano. Im Valletta (600 m südlich vom Val Cagiane) in 720 m Höhe zweigt eine Mylonitzone von der eben beschriebenen nach E ab und folgt dem Bachlauf bis ins Tal, wo sie unter dem Quartär verschwindet.

Die südwestliche Fortsetzung der Mylonitzone ausserhalb des kartierten Gebietes westlich der Magliasina ist sehr wahrscheinlich die von Burford (7) angegebene Bruchlinie 4, die durch das ganze Malcantone zieht und die südliche Fortsetzung unserer südlichen Injektionszone von den übrigen Gneisen des Malcantone trennt. Burford hat diese Linie als Bruch gedeutet.

In unserem Gebiet handelt es sich um eine Überschiebung längs einer schwach nordwärts fallenden Schubfläche. Diese erkennt man am besten zwischen der Magliasina und Arosio. Zahlreiche Mylonitzonen durchsetzen in diesem Gebiet das stark zertrümmerte Gestein. Der Mischgneis mit viel Orthomaterial hat eine rostrote Farbe und zerfällt unter dem Hammer in einen feinkörnigen Grus. Der Paragneis ist stark gefaltet und zerknittert, an einzelnen Stellen sogar in eine tonige Masse umgewandelt. Diese Zone zertrümmerten Gesteins gehört zu der Basis der überschobenen, flachliegenden Gneise der südlichen Injektionszone. Darunter tauchen die überfahrenen Gesteine, die steilstehenden Gneise des nördlichen Malcantone, auf. Es ist möglich, dass das Permo-Werfenien vom Piem bei Arosio — nachdem es längs Brüchen in die Gneise des nördlichen Malcantone eingesunken war — von der Gneisscholle überfahren wurde und dass es sich noch ein Stück weit unter die überschobenen Gneise der südlichen Injektionszone fortsetzt. Das Permo-Werfenien zeigt keine Spuren einer tektonischen Beanspruchung, während die schieferigen Biotitplagioklasgneise in der Nähe der Überschiebung stark gefaltet und mylonitisiert sind. Die Fortsetzung der Mylonitzone gegen NE ist selbst in den Bachrunsen nur schlecht aufgeschlossen, da die stark zertrümmerten Gesteine dieser Zone sehr leicht zerfallen. Die Mylonitzone trennt hier schwach ostwärts fallende Schiefer und Gneise von steil westwärts fallenden schieferigen Gneisen. Die Störungsfläche scheint ziemlich stark westwärts zu fallen.

Die nach E abzweigende Mylonitzone des unteren Teiles des Valletta (Tal südlich Vatte Cagiane) trennt Mischgneise mit Orthogneishabitus im N von schieferigen Biotitplagioklasgneisen, die sich bis ins nördliche Malcantone fortsetzen; sie entspricht wahrscheinlich einer Überschiebungsfläche mit ziemlich steilem Nordfallen. Beim Betrachten der geologischen Karte erhält man den Eindruck, dass die Überschiebung von Arosio sich zuerst direkt in diejenige vom Valletta fortgesetzt

habe, aber nachträglich durch die SW—NE verlaufende Verwerfung von ihr getrennt worden sei.

Die flach liegenden Gneise der südlichen Injektionszone zeigen in ihrer ganzen Ausdehnung die Wirkung der tektonischen Beanspruchung. Der Quarz dieser Gesteine ist zu Mörtelschnüren ausgezogen, der Glimmer ist oft stark gewellt. Dazu kommen zahlreiche Kleinfalten, die ihrer geringen Ausdehnung wegen nicht kartiert werden konnten. Durch den Südschub entstand an der Stelle, wo die Gneise vom Südfallen in die horizontale Lagerung übergehen, eine grosse Stauung, in der die zahlreichen Mylonite, die im Tal der Magliasina bei P. 1045 m zwischen M. Ferraro und Cima d'Agario aufgeschlossen sind, gebildet wurden. Auch morphologisch ist die Überschiebung von Arosio und ihre südwestliche Fortsetzung, die Bruchlinie 4 von Burford, interessant, liegt sie doch an der Grenze zwischen 1900—1500 m hohen Bergen im N und NW und dem niedrigeren Gebiet mit der Maximalhöhe von ca. 1000 m im S und SW. Es ist deshalb naheliegend anzunehmen, dass dieser Höhenunterschied mit der Dislokation — in unserem Gebiet Aufschiebung und Verwerfung — längs dieser Linie im Zusammenhang steht.

Abschliessend kann von der alpinen tektonischen Beanspruchung gesagt werden, dass sie zahlreiche kleinere und wenige grössere Ruschel- und Mylonitzonen gebildet hat. Das alpine Alter dieser Bewegungen, die z. T. zu N—S-Überschiebungen und kleinen Brüchen geführt haben, ist nicht stratigraphisch zu belegen, doch darf mit grosser Sicherheit, vor allem aus Analogiegründen zu der Tektonik der Luganer Kalkalpen, auf die Zeit der Alpenbildung geschlossen werden. Die grossen Verwerfungen des Malcantone verlaufen ungefähr parallel zu der Luganer Hauptverwerfung und dürften gleichzeitig mit dieser entstanden sein. (Vergl. Frauenfelder (20).) Cornelius (10) gibt eine Altersfolge der Vorgänge während der Alpenbildung, die hier angeführt sei.

1. Deckenbewegungen gegen N, spätestens abgeschlossen im Verlauf des Oligocäns. Gleichzeitig Südbewegungen in den Südalpen.

2. Intrusion des Disgraziatonalits, wahrscheinlich Oligocän, spätestens älteres Miocän.

3. Steile Aufschiebung von N nach S an der insubrischen Linie, abgeschlossen in der Hauptsache vor Mittelmiocän. Zugleich Fortdauer gleichsinniger Bewegungen im südalpinen Gebiet.

4. Ausbildung der mittelmiocänen Landoberfläche.

5. Einmuldung der insubrischen Linie. Vielleicht gleichsinniges Wiederaufleben der Bewegungen in den Südalpen, sicher an deren

Südrand (Molasse); diese abgeschlossen spätestens vor Mittelpliocän, das flach in die südalpinen Täler transgrediert.

Welcher der hier angeführten Südbewegungen die Überschiebungen von Arosio und Indemini zuzurechnen sind, ist nicht zu entscheiden. Diese können also entweder zur Zeit der Deckenbewegungen oder zur Zeit der Aufschiebung an der insubrischen Linie entstanden sein.

Eine ähnliche alpine Tektonik wie im untersuchten Gebiet wurde von J. J. Dozy (12) aus den Bergmaskeralpen, die in der östlichen Fortsetzung des schweizerischen Anteils des Seengebirges liegen, beschrieben. Genannter Autor hat die zahlreichen Arbeiten und Kartierungen der Leidenerschule (11, 29, 31) verwertet und eine tektonische Synthese gegeben. Er deutet die Bergamasker Alpen als Hinterland der sich faltenden Alpendecken, welches an seinem nördlichen Rande längs zahlreichen Aufschiebungslinien nach Süden zurück- und emporgeschoben wurde (Analogie mit unseren N—S-Überschiebungen). Es besteht kein prinzipieller Unterschied im tektonischen Bau zwischen der nördlichen, hauptsächlich kristallinen Hälfte und der grossenteils von Sedimenten bedeckten Südhälfte der Bergamaskeralpen. Damit ist, wie in unserm Gebiet, auch in den Bergamasker Bergen eine Trennung in oberostalpine Wurzelzone und Dinaridensockel hinfällig.

Petrographie

I. AMPHIBOLITE UND PERIDOTITISCHE GESTEINE

1. Allgemeines

Hornblendereiche Gesteine finden sich in dem kartierten Gebiet nur selten. Sie sind als wenige Meter mächtige Lagen und Linsen konkordant in die Biotitplagioklasgneise eingeordnet. In Orthogneisen und stark injizierten Mischgneisen treten sie nicht auf. Einzelne hornblendereiche Gesteine können im Streichen über mehr als 200 m verfolgt werden. Andere, vor allem die peridotitischen, sind in ihrem Vorkommen auf kleine Linsen beschränkt.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Amphibolite ist die nördliche Injektionszone. In der Paragneiszwischenzone fehlen sie vollständig. In der südlichen Injektionszone sind sie äusserst selten. Hier ist in den hornblendehaltigen, schieferigen Biotitplagioklasgneisen die Hornblende nur an wenigen Stellen so angereichert, dass man von Amphiboliten reden kann. In dem Gebiet südlich der Überschiebung von Arosio, das nur zu einem kleinen Teil kartiert wurde, werden die Amphibolite wieder etwas häufiger.

Nach dem Mineralbestand haben wir folgende Gesteinstypen unterschieden:

A. Plagioklasamphibolite
B. Eklogitamphibolite und Granatamphibolite
C. Hornblendit
D. Strahlsteinfelse
E. Granatserpentin.

2. Beschreibung der Gesteinstypen

A. *Plagioklasamphibolite*

Diese dunkeln Gesteine besitzen eine ausgeprägte Schieferung. Unter dem Hammer zerspringen sie in plattige Stücke. Der Kontakt mit dem Nebengestein ist selten gut aufgeschlossen. Im allgemeinen scheint die Grenze zwischen Plagioklasamphibolit und Nebengestein eine scharfe zu sein. Der Mineralgehalt der Plagioklasamphibolite ist folgender:

Hauptgemengteile:

gemeine, grüne Hornblende	50—75 Vol.%
Plagioklas	15—40 „ %
Quarz	1—10 „ %

Nebengemengteile: Granat, Apatit, Serizit, Epidot, Titanit, Erz und Prehnit.

Gemeine grüne Hornblende ist immer der vorherrschende Bestandteil (Pleochroismus: n_γ olivgrün, n_β hellgrün, n_α blass bräunlich). Der Plagioklas besitzt, wo er überhaupt gemessen werden konnte, Anorthitgehalte von 45—65 %. In einem Plagioklasamphibolit steigt der Anorthitgehalt bei gleichzeitiger Anwesenheit von ziemlich viel Quarz auf 80—90 %. Mineralogisch und strukturell ist dieses Gestein identisch mit den später zu besprechenden hornblendereichen Randzonen der Kalksilikatlinsen, die in die Paragneise eingestreut sind. In einem andern Plagioklasamphibolit haben wir eine weitere Analogie zu den Kalksilikatlinsen getroffen. In einem feinkörnigen, dunkelgrünen Hornblendegefüge liegen bis Centimeter grosse, leukokrate Putzen. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass diese hellen Partien aus kleinkörnigem, basischem Plagioklas (60 % An) und kleinen Kristallen von α- und β-Zoisit bestehen. Diese Mineralparagenese findet sich wieder in den genannten Kalksilikatlinsen.

Ein Plagioklasamphibolit, der auf den Monti di Fosano (2,4 km S von Vira) ansteht, enthält zahlreiche leukokrate Lagen, die bis 3 cm mächtig werden können. Der Mineralbestand der weissen Bänder ist (in Vol.%) folgender: 85 % Plagioklas (mit 22 % An), 7 % Quarz,

8 % Muskowit. Der Plagioklas der Amphibolitlagen enthält 40 % An. Die leukokraten Lagen haben also im Vergleich zum Amphibolit einen deutlich sauren Charakter und dürften als nachträglich injizierte aplitische Adern angesehen werden.

In den steilstehenden Paragneisen südlich der Überschiebung von Arosio findet sich eine etwa 15 m mächtige Lage eines plattigen Amphibolits. Die Hornblende dieses Gesteins hat im Unterschied zu sämtlichen bis jetzt besprochenen Vorkommen etwas blassere Farbtöne: n_γ blassgrün, n_β etwas kräftiger grün, n_α grünlich bis farblos. Die übrigen optischen Eigenschaften sind die der gewöhnlichen grünen Hornblende. In den randlichen Partien dieses Amphibolits findet sich ausser der grünen Hornblende noch Diopsid (n_γ: c = 40°, 2V = 60°). Der Plagioklas ist stark invers zonar: Kern 60 % An, Rand 78 % An.

Als letzter Plagioklasamphibolit sei ein Gestein erwähnt, das ob Fosano, 1,2 km S. von Vira, westlich der Kurve der Strasse nach Indemini vor dem 4 km-Stein im Bach als eine 1 m mächtige Linse ansteht. Auffallend sind hier die Armut an Feldspat und die Grobkörnigkeit der Hornblende.

B. *Eklogitamphibolite und Granatamphibolite*

Wir bezeichnen nach Niggli (25), Streckeisen (58) und Spaenhauer (55) Gesteine, die Granatporphyroblasten und ein mikrodiablastisches Grundgewebe, bestehend aus Hornblende und Plagioklas, besitzen, als Eklogitamphibolite. Ein Gestein, für das diese Beschreibung zutrifft, wurde in dem Amphibolitzug gefunden, der vom M. Gambarogno gegen NE zieht.

Im Handstück zeigt dieser Eklogitamphibolit in einer fleckig dunkel- bis hellgrünen Grundmasse bis 7 mm grosse, dunkelrote Granatkörner und kleine, parallel angeordnete, dunkelgrüne Hornblendeprismen. Im Schliff erscheinen die Granatporphyroblasten blassrot. Sie machen etwa 10 Vol.% aus. Einzelne Körner sind stark durchsiebt mit winzigen Körnern von Quarz, grüner Hornblende, Rutil, Apatit, Epidot und idioblastischen, einschlussfreien Granatkörnern. Randlich sind die Granatporphyroblasten von Kelyphitbildungen angezehrt und haben dadurch buchtige Umrisse erhalten. Die Kelyphitmäntel bestehen aus radialstengeliger, grüner Hornblende, die mikrodiablastisch mit Plagioklas verwachsen ist. Verschiedene der stengeligen Hornblendeteilchen setzen sich in grosse, einheitliche Individuen fort. Farbe und Pleochroismus der Hornblende sind am kräftigsten in nächster Nähe der Granatkörner (n_γ bläulich-grün, n_α blass-gelblich-grün). Zwischen den Granatporphyroblasten und ihren Kelyphitmänteln liegen an mehreren

Stellen Quarzkörner, die offenbar nachträglich hieher gelangt sind. Ausser Granat schwimmen folgende Mineralien in der mikrodiablastischen Grundmasse: Grüne Hornblende-Porphyroblasten mit unregelmässigen Umrissen; Quarz in wenigen grossen, buchtigen Körnern; eisenarmer Epidot ($n_\alpha \| c$) in vereinzelten Körnern und grobkörnigen Zügen. Er wird z. T. von einem schmalen Plagioklassaum, z. T. von einem Kranz trüber Substanz, wahrscheinlich Saussurit, umgeben; schwarzes Erz, sehr häufig, z. T. verwachsen mit Rutil und Titanit; Rutil in vielen kleinen Körnern; wenig Biotit, z. T. wie die Hornblende diablastisch in Plagioklas.

Die krypto- bis mikrodiablastische Grundmasse löscht partienweise einheitlich aus. Sie besteht aus Plagioklaskörnern, die fast vollständig durch diablastische Hornblende angefüllt sind. Das Grundgewebe ist bedeutend feinkörniger als die Kelyphitbildungen der Granate. Der Plagioklas, mit dem die Hornblende mikrodiablastisch verwachsen ist, bildet nirgends Körner von eigener Gestalt, sondern ist nur als Füllmasse zwischen der diablastischen Hornblende und als Saum um Hornblende- und Epidotporphyroblasten zu finden; er ist deshalb schwer erkennbar. Zwillingslamellierung ist sehr selten. Nach der Lichtbrechung im Vergleich mit Quarz handelt es sich um einen sauren Plagioklas mit etwa 15—20 % An.

Randlich geht der Eklogitamphibolit über in einen dunkeln Amphibolit, der zahlreiche, bis 3 mm grosse, weisse Knoten besitzt. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die grüne Hornblende ein grobdiablastisches Gewebe bildet. Die Feldspatkörner (40 % An) sind in den hellen Knoten angehäuft. Besonders zu erwähnen sind in diesem Gestein traubige Ansammlungen von Titanitkörnchen um schwarzes Erz.

Am Kontakt mit dem Nebengestein werden die hellen Knoten im Amphibolit äusserst klein. Sie bestehen, wie man unter dem Mikroskop erkennt, aus kleinen Plagioklasanhäufungen (40 % An) um winzige Granate. Die Hornblende ist hier ganzrandig. Schwarzes Erz ist ziemlich reichlich in das Hornblende-Plagioklas-Gefüge eingestreut.

Verwandte Gesteine, die starke Anklänge an den beschriebenen Eklogitamphibolit zeigen, finden sich im Valeggio della Vigna (Tal zwischen Valle de Vira und Valle di Derbor). Anstatt einer Kelyphitstruktur finden wir hier, wie in der Randfacies des Eklogitamphibolits, um die Granate Plagioklasanreicherungen (28 % An). Die grüne Hornblende ist diablastisch. Das Gestein zeigt, obwohl es ein viel gröberes Korn besitzt als die Eklogitamphibolite, eine deutliche Verwandtschaft

mit diesen. Da beide Gesteine in derselben Zone liegen, ist diese Beziehung nicht verwunderlich.

In der gleichen Zone wurde an der Strasse, die von Vira nach Corte di Neggia führt, in der Höhe von 820 m ein Granatamphibolit gefunden, der keine diablastische Hornblende mehr besitzt. Nur die Plagioklasringe (17—27 % An) um die Granate deuten auf eine Verwandtschaft mit den Eklogitamphiboliten.

Einen stark saussuritisierten und chloritisierten Granatamphibolit fanden wir 2,4 km südlich von Magadino im Valle del Sasso rosso westlich der Monti di Vira.

Ausser dem letztgenannten Vorkommen finden sich sämtliche bis jetzt erwähnten granatführenden Amphibolite und der Eklogitamphibolit in derselben Zone. Es bestehen enge mineralogische und strukturelle Beziehungen zwischen den getrennt vorkommenden Gesteinen. Im Zentrum der mächtigen Linse sind eigentliche Eklogitamphibolite ausgebildet. In der Randzone dieser Linse und in den weniger mächtigen Vorkommen zeigen sich verschieden starke Anklänge an die für die Eklogitamphibolite bezeichnende Struktur und an deren Mineralbestand. Es ist deshalb naheliegend, Eklogit- und Granatamphibolite als die metamorphen Produkte desselben Gesteins anzusehen.

In der südlichen Injektionszone wurden zwei kleine Granatamphibolitlinsen gefunden, die einen etwas anderen Charakter besitzen; sie wurden an folgenden Stellen geschlagen: Beim Alpetto di Polo (4 km nördlich von Mugena) und 200 m NW von Legue (in der Mitte der Luftlinie Rivera-Mezzovico). Sie zeichnen sich durch eine im Schliff sehr blassgrüne, aktinolitische Hornblende aus, die sowohl eine höhere Lichtbrechung wie auch eine höhere Doppelbrechung als die gemeine grüne Hornblende zeigt. Der Granat ist z. T. fast vollständig in diablastische Hornblende umgewandelt. Weder im Schliff noch im Handstück ist eine deutliche Kristallisationsschieferung zu erkennen, da die Hornblende kurzprismatische Gestalt hat.

C. *Hornblendit*

Auf dem Wege von der Alpe Canigioli nach dem Valle Canigioli (500 m N Alpe Cusello) wurde in der Nähe des Cenerigneises eine mächtige Linse eines Hornblendegesteins gefunden, das eine vollständig massige Textur besitzt. Der Hauptbestandteil dieses Gesteins ist eine grünliche Hornblende. Zwischen den einander durchwachsenden, spiessigen Hornblendeindividuen liegt sphärolitisch angeordneter Klinochlor. Seltenere Bestandteile sind Pennin, Biotit und kleine Häuflein schwarzen Erzes.

D. *Strahlsteinfelse*

Diese graugrünen Gesteine sind an zwei Orten geschlagen worden, nämlich 1,2 km NW von Mugena bei Pietro grosso im Val Magliasina und am Nordabhang des M. Gradicioli. Beide Vorkommen bestehen aus wenig mächtigen Linsen. Zwischen dem im Schliff farblosen Tremolit kommen als wichtigste Nebengemengteile vor: Talk, Chlorit, Quarz und Zoisit. Die Struktur der Strahlsteinschiefer ist nematoblastisch.

E. *Granatserpentin*

Im südlichen Seitental des Valle Barbarina ob Bedano in der Höhe von 700 m, 2 km NE von Arosio, liegt in unklarer Stellung etwas oberhalb des Bachbettes ein leicht zerbröckelnder, schwarzer Serpentin. Im Bachbett selbst, in das der Serpentin sich fortsetzen sollte, ist bloss eine Ruschelzone, aber keine Spur eines Serpentins gefunden worden. Dass die etwa 5 m mächtige, schlecht aufgeschlossene Linse vom Gletscher hierher befördert worden sei, ist kaum anzunehmen; wahrscheinlicher ist, dass es sich um ein anstehendes Gestein handelt, das in der Ruschelzone liegt und gegen das erwähnte Bachbett auskeilt. Der Mineralbestand ist folgender: Hauptgemengteile: feinfaseriger Antigorit (farblos, negative Längszone); grobfaseriger Antigorit (n_γ blassbläulichgrün, n_α blass-braungrün, positive Längszone); Granatrelikte von buchtiger Gestalt; Magnetitfetzen in zellig angeordneten Schnüren.

3. Genetisches

Für einen ursprünglich sedimentären Charakter der Plagioklasamphibolite sprechen hauptsächlich zwei Momente: Erstens die Art des Vorkommens, eine Einlagerung dünner, im Streichen weit zu verfolgender Bänder in Paragneisen (Biotitschiefergneisen); zweitens der Mineralgehalt und zwar aus folgenden Gründen. Einzelne Plagioklasamphibolite besitzen einen sehr ähnlichen Mineralbestand wie die Hornblenderandzonen der Kalksilikatlinsen, die zahlreich in die Biotitschiefergneise eingelagert sind. Wie wir später sehen werden, stellen diese Linsen die metamorphen Produkte von Dolomit-Kalkanreicherungen, vielleicht sogar von Kalkkonkretionen in dem ehemals sandig-tonigen Sediment (jetzt Biotitschiefergneis) dar. Die Hornblendebildung ist in diesem Fall durch den Dolomitgehalt dieser Zone bedingt. Es ist deshalb naheliegend, die Plagioklasamphibolite, die eine grosse Ähnlichkeit mit diesen Randzonen besitzen, als metamorphe Mergellagen zu deuten.

Mineralbestand und Struktur der Eklogitamphibolite und der mit ihnen vergesellschafteten Granatamphibolite, ferner

des Hornblendits, der Strahlsteinfelse und des Granatserpentins deuten eher auf eine Abstammung von magmatischen Gesteinen von gabbroidem bis peridotitischem Charakter.

II. PARAGNEISE

1. Petrographische Beschreibung

A. *Schieferiger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis*

Diese Gesteine sind zu einem beträchtlichen Teil am Aufbau der nördlichen und der südlichen Injektionszone, sowie des Gebietes südlich der Überschiebung von Arosio, beteiligt. Sie stellen insofern keine einheitliche Formation dar, als sowohl Korngrösse wie Mengenverhältnis der Hauptgemengteile innerhalb weiter Grenzen schwanken. In die grobkörnigen, mehr schieferigen Gneise sind ziemlich unregelmässig feinkörnige bis fast kompakte Lagen eingeordnet. Im Gegensatz zu dieser strukturellen Vielgestaltigkeit steht der zum Grossteil erst im Mikroskop erkennbare, gleichförmige Mineralbestand.

Hauptgemengteile (Mittelwerte):

Plagioklas	35 Vol.%
Quarz	35 „ %
Biotit	25 „ %
Muskowit	5 „ %

Durchschnittlicher Korndurchmesser: 1,5 mm.

Nebengemengteile: Granat, Apatit, Zirkon, Magnetit, Pyrit.

Übergemengteile: grüne Hornblende, Disthen, Turmalin, Orthoklas, Orthit.

Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch und in der südlichen Injektionszone zudem stark kataklastisch. Die Textur ist kristallisationsschiefrig; meist ebenlagig, selten gefältelt.

Der Plagioklas bildet gewöhnlich tafelige Körner, die in der Schieferungsebene liegen. Isometrische Ausbildung erlangt er nur in den lokal auftretenden, schlecht geschieferten Gneistypen. Als Einschlüsse enthält er wenige kleine Quarztränen. Er ist beinahe immer polysynthetisch verzwillingt nach dem Albit- und Periklingesetz. Sein Anorthitgehalt schwankt, wie Messungen mit dem Universaldrehtisch zeigen, nur wenig um das Mittel von 27 %. Die Grosszahl der Körner ist invers zonar (Kern 20 %, Rand 27 %). Der Plagioklas bestreitet meist ungefähr einen Drittel des Gesteinsvolumens. In einzelnen Zonen kann er sehr zurücktreten, in andern wieder ist er der einzige leukokrate Gemengteil.

Der Quarz zeigt immer mehr oder weniger starke undulöse Auslöschung, manchmal ist er zerbrochen, selten zu Schnüren ausgezogen.

Sehr oft enthält er senkrecht zur Schieferung verlaufende, parallele Einschlussreihen. Auch die Menge des Quarzes wechselt innerhalb weiter Grenzen.

Der Biotit ist an der Gesteinsoberfläche oft entfärbt und ist deshalb leicht mit weissem Glimmer zu verwechseln. Im frischen Bruch dagegen ist sichtbar, dass er den Muskowit mengenmässig meist bedeutend übertrifft. Manchmal enthält er Orthitmineralien und Zirkon, die starke pleochroitische Höfe erzeugen.

Muskowitreiche Varietäten sind örtlich beschränkt und erlangen in dem kartierten Gebiet nie grosse Mächtigkeit. Manchmal erscheint der Muskowit in zwei Arten; in Individuen, die sich vom Biotit weder in Grösse noch Gestalt unterscheiden, und in grösseren, gutgestalteten Porphyroblasten, die gegen Biotit idioblastisch sind.

Granat- und Turmalinporphyroblasten finden sich vor allem in den muskowitreichen Gneistypen. Disthen ist ein äusserst seltener Gemengteil. Er findet sich besonders in den feldspatreichen Abarten und ist entweder nur randlich oder vollständig in farblosen, niederdoppelbrechenden, feinschuppigen Glimmer umgewandelt.

Die schieferigen Biotitplagioklasgneise besitzen einen sehr ähnlichen Mineralbestand wie die noch zu besprechenden Biotithornfelsgneise. Beide Gesteinsarten zeichnen sich zudem durch zahlreiche Kalksilikat-führende Linsen aus. Die Besprechung dieser Gebilde erfolgt im Anschluss an die Biotithornfelsgneise. Auf die schieferigen Biotitplagioklasgneise beschränkt sind die Quarz-Disthen-Biotitknauern, die einen Durchmesser von 40—50 cm erreichen und linsenförmig im Gestein eingeordnet sind. Sie wurden nur an zwei Orten im Valle di Vira anstehend gefunden. Etwas häufiger sind reine Quarzknauern in entsprechender Einlagerungsart.

B. *Hornblendeführender, schieferiger Biotitplagioklasgneis*

Die gemeine grüne Hornblende wird in bestimmten Gebieten, namentlich in der südlichen Injektionszone, zu einem wichtigen Hauptgemengteil der schieferigen Biotitplagioklasgneise. Wo der Hornblendegehalt auf grössere Gebiete verfolgt werden konnte, sind auf der Karte hornblendeführende, schieferige Biotitplagioklasgneise ausgeschieden worden. Diese Gesteine erlangen eine weit grössere Mächtigkeit als die eigentlichen Amphibolite. Die Hornblendeprismen liegen immer in der Schieferungsebene, entweder ohne eine bestimmte Richtung zu bevorzugen, oder streng parallel zueinander. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Plagioklas (38—45 % An), Quarz, Biotit und grüner Hornblende. Die Nebengemengteile sind: Granat,

Apatit, Titanit, Erz und Orthit, letzterer in schlecht bestimmbaren Körnern, die starke pleochroitische Höfe in Biotit erzeugen.

Die hornblendeführenden, schieferigen Biotitplagioklasgneise gehen an verschiedenen Stellen über in die hornblendeführenden Plagioklasgneise.

C. *Muskowitschiefer*

Diese Gesteine finden sich nur in der SE-Ecke des kartierten Gebietes. Sie wurden nicht näher untersucht. Im Handstück haben sie dank ihrem Muskowit-Serizit-Reichtum ein silberig glänzendes Aussehen.

D. *Biotithornfelsgneis*

Die mächtigste und einheitlichste Formation unseres Gebietes wird von diesem leicht erkennbaren Gestein gebildet, das ein sehr feines Korn und ein hornfelsartiges Aussehen besitzt. Novarese (41) hat dieses Gestein „Gneis compatto" genannt. Unter dem Hammer zerspringt es in splitterige, plattige Stücke. Die zahlreichen Biotitschüppchen geben dem frischen Bruch eine violett-braune Farbe: sie sind parallel angeordnet und erzeugen eine deutliche Schieferung.

Ein nördlicher Zug von Biotithornfelsgneis bildet südlich von S. Nazzaro den Kern der gegen Westen offenen Umbiegung der Gneise und setzt sich von hier in WSW-Richtung bis über die italienische Grenze hinaus fort. Der wenig südlich des Monte Ceneri beginnende Zug streicht in SW-Richtung über Indemini bis nach Graglia in Italien. Ausserdem finden sich an verschiedenen Stellen vereinzelte oder sich wiederholende Biotithornfelsgneislagen im schieferigen Biotitplagioklasgneis und erlangen manchmal ansehnliche Mächtigkeit, z. B. zwischen Magadino und Quartino.

Der Mineralbestand des Biotithornfelsgneises ist auf grosse Strecken gleichförmig. Der makroskopisch allein erkennbare Gemengteil ist Biotit. Muskowit tritt nur sporadisch in kleinen Schüppchen auf. Chiastolit bedeckt in der Form centimeterlanger Prismen örtlich beschränkt ganze Schichtflächen. Das Mikroskop offenbart folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile (Mittelwerte):

Plagioklas (Oligoklas)	35 Vol. %
Quarz	35 „ %
Biotit	25 „ %
Muskowit	5 „ %

Durchschnittlicher Korndurchmesser: 0,2 mm.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon.

Übergemengteile: Granat, Turmalin, Zoisit, Titanit, Rutil, Magnetit, Pyrit, Hämatit, Graphit.

Die Struktur des Biotithornfelsgneises ist granoblastisch. Die einzelnen, sehr feinkörnigen Bestandteile bilden ein regelmässiges, gleichkörniges Mosaik, in welchem die Biotitschüppchen parallel angeordnet sind. Eine typische Hornfelsstruktur kommt nur an Stellen zustande, wo die Parallellage der Glimmer durch eine sehr feine Kleinfältelung weitgehend verwischt ist (Fig. 2).

Fig. 2. Biotithornfelsgneis mit Hornfelsstruktur, vom Monte Tamaro. Die Bestandteile sind: Biotit, Muscovit, Plagioklas, Quarz (die beiden letztern nicht unterscheidbar im Orthoskop), Apatit, Granat und Zirkon. Vergr. 40×, ohne Analysator.

Der Plagioklas ist meist isometrisch und hat eckige bis schwach gebuchtete Umrisse, selten ist er tafelig. In wenigen Fällen, und zwar ausschliesslich in den grobkörnigeren Varietäten, besitzt der Plagioklas Spaltrisse und Zwillingslamellen. Geringe Doppelbrechung, zonarer Bau und das Fehlen undulöser Auslöschung sind oft die einzigen Merkmale, die den Plagioklas vom Quarz unterscheiden lassen. Nach dem Relief, verglichen mit Quarz, handelt es sich um 22—27 % An-haltigen Plagioklas. Eine Schätzung der Vol.% von Quarz und Plagioklas ist nur ausführbar, wenn der Feldspat getrübt ist. Das Mengenverhältnis von Feldspat zu Quarz wechselt; es kann zu einem beinahe völligen Verschwinden des Plagioklases oder des Quarzes kommen. Als Ein-

schlüsse im Feldspat treten seltene, winzige Quarztränen auf. Noch seltener finden sich am Rande des Plagioklases kleine Zoisitbesen. Der Feldspat ist meist sehr frisch; in den chloritisierten Gesteinspartien ist er getrübt.

Der Quarz ist selten isometrisch, fast stets zeigt er die grösste Ausdehnung parallel der Schieferungsebene. Er löscht immer undulös aus; manchmal ist er zerbrochen.

Der Biotit ist der einzige farbige Gemengteil des Biotithornfelsgneises. Er zeigt häufig pleochroitische Höfe um sehr kleine Zirkonkörner. Manchmal ist er verwachsen mit Muskowit, Erzkörnern, Rutil oder Apatit.

Der Muskowit tritt in zwei Arten auf: Eine ältere idioblastische Generation und eine jüngere Generation in der Form gesiebter, unorientiert zwischen den übrigen Gemengteilen liegender Porphyroblasten.

Die Nebengemengteile Apatit und Zirkon treten immer auf. Der Apatit kann zuweilen die Grösse der Plagioklaskörner erreichen.

Übergemengteile sind: Granat, sehr oft vorhanden in eckigen, mit Rissen durchzogenen Körnern von der gleichen Grössenordnung wie der Quarz. Sehr viel seltener sind die folgenden Mineralien: Turmalin (n_γ kräftig gelbbraun), sehr kleine Titanit- und Rutilkörner und schliesslich der besenförmige Zoisit. Erz tritt nur in kleinsten Spuren auf; festgestellt wurden Magnetit, Pyrit, Hämatit. Ob sich Graphit unter diesen opaken Gemengteilen befindet, ist nicht sicher zu entscheiden, aber sehr wahrscheinlich.

Im Anschluss an die Besprechung der typischen Biotithornfelsgneise seien einzelne abweichende Arten erwähnt. Ausnahmsweise finden sich teils gröberkörnige, teils äusserst feinkörnige Arten. Besonders auffällig ist ein lokal auftretendes, extrem feinkörniges Gestein (Korndurchmesser 0,01 mm), das beinahe einen phyllitischen Charakter hat. Im Mineralbestand abweichende Arten sind einerseits orthoklasführende und anderseits graphit- und erzreiche Gesteine. Sie stellen örtlich beschränkte Einlagerungen im Paragneis dar.

E. *Chloritisierung des Biotithornfelsgneises*

Eine für das ganze Gebiet bezeichnende Erscheinung ist die Chloritisierung. Sie sei an dieser Stelle besprochen, weil sie besonders deutlich beim Biotithornfelsgneis entwickelt ist. Mit den braunvioletten Farbtönen des unveränderten Gneises wechsellagern die grünen der chloritisierten Bänder. Diese stehen senkrecht zur Schieferungsebene und bilden, besonders in Bachbetten vorzüglich erkennbar,

ungefähr parallele Systeme. Der Übergang von chloritisierter Zone zu chloritfreier erfolgt fast unvermittelt. In einzelnen Fällen geht die Chloritisierung von mikroskopischen Klüftchen aus und umfasst eine nur wenige Zehntelsmillimeter breite Zone. In diesen Klüftchen findet sich sehr oft sphärolitischer Chlorit, der geldrollenartige Formen bildet und von Quarz umgeben ist, seltener Orthoklas und Epidot. Die im Schliff beobachteten Umwandlungen durch die Chloritisierung seien im folgenden in einer tabellarischen Übersicht zusammengestellt.

Ursprünglicher Gneis	*Übergangsgebiet*	*Chloritisierter Gneis*
Quarz	Quarz	Quarz
Muskowit	Muskowit	Muskowit
Plagioklas	Plagioklas, randlich getrübt	Plagioklas, stark getrübt durch kleinste kräftig lichtbrechende Körner, daneben etwas Chlorit und zahlreiche Serizitschuppen.
Biotit Pleochroismus: dunkelbraun, blass gelbraun, normale Doppelbrechung.	Biotit (baueritisiert) Pleochroismus: goldgelb-farblos. Doppelbrechung unter der normalen, aber höher als diejenige von Chlorit. Mit braunen Biotitschuppen verwachsen. In den Spaltflächen kleinste Titanit oder Epidotkörnchen.	Pennin mit Titanit und Epidotkörnchen in den Spaltflächen.
Pyrit	Pyrit	Hämatitpseudomorphosen nach Pyrit.

Für die Chloritisierung der Paragneise sind zwei Erklärungen möglich. Erstens eine Verwitterung längs dem Kluftsystem von der Oberfläche zur Tiefe. Dagegen spricht die Tiefgründigkeit der Chloritisierung auch in den frischesten Anrissen. Die zweite Deutung, die wir als die richtige betrachten, bringt die Chloritisierung in Zusammenhang mit hydrothermalen Lösungen, die das Kluftsystem als Weg benutzt und das Gestein in unmittelbarer Nähe der Klüfte chloritisiert haben. Gleichzeitig wurde an verschiedenen Stellen ein beträchtlicher Pyritgehalt abgesetzt.

F. *Tonerdesilikatführende Knotenbildungen im Biotithornfelsgneis*

An verschiedenen Stellen, die auf der geologischen Karte vermerkt sind, und zwar besonders in der Nähe später zu besprechender kon-

kordanter Pegmatitlagen, ist der Biotithornfelsgneis mit knotenartigen Bildungen gespickt. Fundstellen dieser Knotengneise finden sich: auf der Alpe della Costa (2 km nördlich von M. Tamaro), im Valle del Trodo, auf dem Motto Tornago (1 km südlich von Monte Ceneri), bei der Station Ranzo-St. Abbondio, im Valle Molinera in Italien und vereinzelt an verschiedenen anderen Orten. Im frischen Gestein sind die Knoten kaum sichtbar. An zwei Vorkommen zeigen sie den für Chiastolit typischen Querschnitt.

Im Bachbett des Valle del Trodo in der Höhe von 705 m führen die knotig anwitternden Paragneise Chiastolit. Bis 10 cm lange Prismen mit etwas gepresst rautenförmiger Basis liegen in der Schieferungsebene des sehr biotitreichen Gneises. Dünnschliffe durch den äusserlich einheitlich erscheinenden Chiastolit zeigen, dass er vorwiegend aus niederdoppelbrechenden Schuppen eines farblosen Glimmers besteht. Im Innern finden sich in diesem Glimmergewebe vereinzelte Körner von Andalusit, etwas reichlicher Disthen und grössere Individuen von farblosem Glimmer. Die Graphitbestäubung ist randlich angereichert und durchzieht den Chiastolit diametral in zwei ungefähr senkrecht zueinander stehenden Richtungen. Ein nicht anstehendes Stück eines chiastolitführenden Biotithornfelsgneises wurde im Valle Molinera gefunden. In dieser Probe liegen die Chiastolitprismen senkrecht zur Schieferungsebene.

Bei der Station Ranzo - St. Abbondio finden sich im Paragneis fingerförmige, chiastolitähnliche Bildungen, die im Schliff senkrecht zur Längserstreckung die oben beschriebene, für Chiastolit bezeichnende Anordnung der Graphitteilchen zeigen. Unter dem Mikroskop sind bei schwacher Vergrösserung aber weder Andalusit noch Disthen, sondern nur grobblätteriger Muskowit und feinschuppiger Serizit erkennbar. In den graphitreichen Zonen ist der Muskowit grobschuppig und unorientiert. Die vier kleeblattförmigen, graphitfreien Abteilungen dazwischen sind mit kleinschuppigem, farblosem Glimmer ausgefüllt. Bei stärkster Vergrösserung erscheinen in den bis 1 mm langen Muskowitschuppen neben den Graphitteilchen kleinste, stark lichtbrechende Körner, die sich optisch nicht mehr bestimmen lassen. Es kann sich um Andalusit, Sillimanit, Disthen oder Granat handeln. Von dem glimmerreichen Nebengestein ist diese Chiastolitpseudomorphose durch eine Zone, die ausschliesslich aus Biotit besteht, getrennt. Da der Muskowit in diesen in der Schieferungsebene liegenden Prismen beliebig orientiert und von der Schieferung des umgebenden Gesteins unabhängig ist, dürfte er eine spätere Bildung darstellen.

Die Knotenbildungen der übrigen Fundstellen zeigen keine so grosse Ähnlichkeit mit Chiastolit. Beim Vorkommen der Alpe della Costa erinnert allein das makroskopische Aussehen der Knoten an dieses Mineral. Die Knoten wittern hier in länglich rechteckigen Formen auf den Schichtflächen reliefartig heraus. Mikroskopisch erweisen sie sich als extrem feinkörnige Aggregate von Sillimanit, Granat und Disthen. Eine scharfe Trennung vom Nebengestein ist nicht sichtbar. Biotit, Quarz und Plagioklas treten in die Knotenbildungen ein. Die Sillimanitstäbchen liegen meist deutlich in der Schieferungsebene. Der sehr feinschuppige Biotit ist an der Grenze der Knoten mit dem Nebengestein oft der alleinige Bestandteil. Die Knoten enden plötzlich in senkrecht oder schief zu der Schieferungsrichtung verlaufenden Grenzen. Sie werden manchmal umrandet von niederdoppelbrechendem, feinschuppigem, farblosem Glimmer. Im Nebengestein finden sich neben den gewöhnlichen Bestandteilen des Biotithornfelsgneises etwas grössere, poikiloblastische Muskowitschuppen und zahlreiche, im Biotit pleochroitische Höfe erzeugende, kleine Körner mit niederer Doppelbrechung, wahrscheinlich Orthit. Ein besonderer Graphitreichtum, der an Chiastolit erinnern würde, ist nicht vorhanden.

Im Valle di Trecciura in der Höhe 1200 m (500 m westlich der Alpe della Costa) ist ein ähnlicher Knotengneis geschlagen worden. Die Schieferung ist nicht mehr zu erkennen. Die Knoten besitzen unregelmässige Gestalt. Sie bestehen hauptsächlich aus Granat neben wenig Disthen und Sillimanit. In der Mitte der Knotenbildung hat sich viel Biotit angesammelt. Eine etwas chloritisierte Abart wurde im Valleggio della Pioda östlich der Monti d'Idacca gefunden. Hier bestehen die Knoten aus feinsten farblosen Glimmeraggregaten mit eingestreuten rundlichen Granatkörnern. Die längliche, prismatische Gestalt der Knoten ist hier im Gegensatz zu den vorigen Fundstellen wieder erkennbar.

Zusammenfassend ist von den Knotenbildungen folgendes zu sagen: In besonders biotitreichen, zugleich quarzarmen Abarten des Biotithornfelsgneises liegen Knotenbildungen, an deren Zusammensetzung Tonerdesilikate beteiligt sind und die vereinzelt die Gestalt von Chiastolit zeigen. Ihr Vorkommen erscheint eng gebunden an die lagenartigen Pegmatite, welche das Gestein konkordant durchsetzen.

G. *Kalksilikatführende Einschlüsse im Paragneis*

Im schieferigen Biotitplagioklasgneis und im Biotithornfelsgneis trifft man weit verbreitet linsenförmige Gebilde an. Mit wenigen Ausnahmen handelt es sich um Linsen und Lagen, für welche blauschwarze

Randzonen und blass-rötliche Innenpartien typisch sind. Einheitlich dunkel- oder andersfarbige Einschlüsse sind selten.

Die Gestalt der Einschlüsse ist meist linsenförmig. Langgestreckte Lagen, mehr kugelige Gebilde und stark gefaltete Schlingen sind bedeutend seltener. (Vergl. Fig. 3.) Das Nebengestein schmiegt sich konkordant um die Linsen. Die schlingenförmigen Einschlüsse liegen

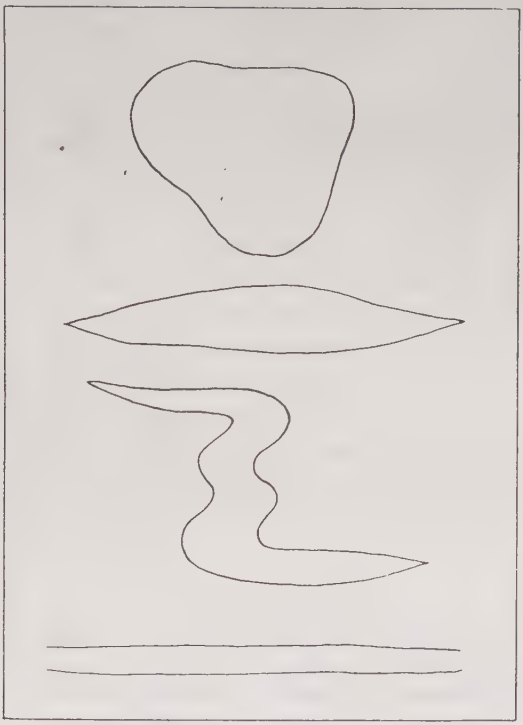


Fig. 3. Umriss von Kalksilikat-führenden Einschlüssen in Paragneis. Die kugeligen Formen besitzen Durchmesser bis zu 1 m. Die linsen- und lagenförmigen Einschlüsse sind 10—70 cm mächtig.

im gefalteten Paragneis. Die Mächtigkeit dieser Bildungen schwankt zwischen 10 cm und 1 m, die Ausdehnung in der Streichrichtung zwischen 50 cm und 5 m.

Die mikroskopische Untersuchung der Einschlüsse zeigt, dass der blassrötliche Kern eine konstante Mineralzusammensetzung besitzt, während in der randlichen blau-schwarzen Schale der Mineralgehalt in konzentrischen, feinen Zonen ändert. Die einander ablösenden Mineralparagenesen sind für die Grosszahl der Linsen die gleichen; sie seien an einem Musterbeispiel näher beschrieben, das im Bachbett des Valle di Vira (400 m S von Vira), wenig unterhalb der neuen Brücke, über

welche die Strasse nach Indemini führt, geschlagen wurde (siehe Fig. 4). Zwei linsenförmige Einschlüsse werden von 1 cm breiten, blauschwarzen Randzonen umgrenzt. Auf der Zeichnung sind die Umrisse und die Stellen der Schliffproben a und b angegeben. Verfolgen wir die Gesteinszusammensetzung vom Nebengestein bis ins Linseninnere,

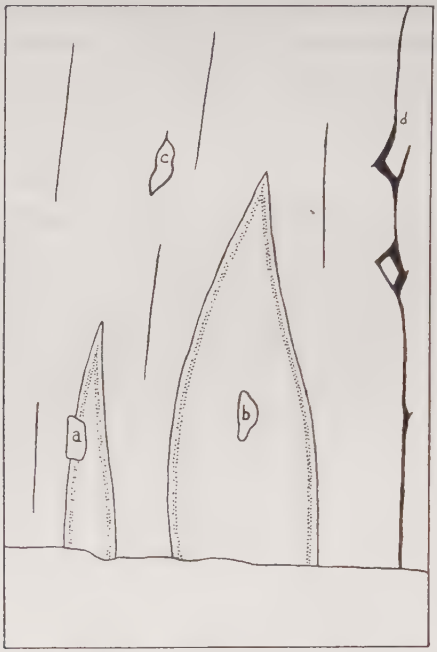


Fig. 4. Kalksilikatführende Einschlüsse in Paragneis, aufgeschlossen am linken Bachufer des Valle di Vira, 200 m südlich von Vira-Gambarogno. Grosser Einschluss 50 cm Durchmesser. a und b Lage der beschriebenen Handstücke. c Quarzknauer. d Gangmylonit.

so können wir sieben Zonen mit verschiedenem Mineralgehalt erkennen. Fünf davon finden sich allein in der 1 cm mächtigen Randzone.

Zonen	*Mineralparagenesen*	
	Quarz, Oligoklas, Biotit.	Nebengestein
1.	Quarz, Andesin, Biotit	biotitreiche Randzone
2.	Quarz, Labrador, Granat	biotitreiche Randzone
3.	Quarz, Bytownit, Biotit	biotitreiche Randzone
4.	Quarz, Anorthit, gemeine grüne Hornblende	hornblendreiche Schale
5.	Quarz, gemeine grüne Hornblende, Klinozoisit	hornblendreiche Schale
6.	Quarz, Zoisit, blassgrüne Hornblende	Kern
7.	Quarz, Zoisit, blassgrüne Hornblende, Diopsid, Kalzit	Kern

Das Nebengestein ist der gewöhnliche, schieferige Biotitplagioklasgneis mit seinem typischen Mineralbestand.

Biotitreiche Randzone

Diese Zone unterscheidet sich nur durch einen gegen das Linseninnere stetig basischer werdenden Plagioklas vom Nebengestein.

1. Paragenese: Quarz, Andesin, Biotit. (Vergl. Fig. 5, Paragenese 1.) Federoffmessungen an dem nach Albit- und Periklingesetz verzwillingten Plagioklas ergaben 35—40 % An. Als Einschlüsse beherbergen die Feldspäte kleine Quarztropfen. Akzessorien sind Granat, Apatit und Erz. Die Struktur ist lepidoblastisch, bedingt durch die ausgezeichnete Kristallisationsschieferung.

2. Paragenese: Quarz, Labrador, Granat. Im Handstück lässt sich diese Zone als 3 mm mächtige, weisse Schale erkennen, die zwischen der biotitreichen, braunvioletten Aussenzone und der hornblendereichen, dunkelblauen Linsenrandzone liegt. Die weisse Farbe verdankt sie der Abwesenheit des Biotits. An die Stelle des Glimmers treten zahlreiche farblose, isotrope Granatkörner von rundlicher Gestalt.

3. Paragenese: Quarz, Bytownit, Biotit. (Vergl. Fig. 5, Paragenese 3 und 3—4.) An der Grenze zwischen der granatreichen und der hornblendereichen Schale liegt noch eine, allerdings äusserst schmale, Zone. Sie ist gekennzeichnet durch unorientierte Biotitporphyroblasten, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Hornblende darstellen. Der Biotit enthält kleine Zirkonkörner, die von pleochroitischen Höfen umgeben sind. Zahlreiche Titanitkörner sind mit dem Glimmer verwachsen.

Hornblendereiche Schale

4. Paragenese: Quarz, Anorthit, grüne Hornblende. (Vergl. Fig. 5, Paragenese 4.) Diese nächst innere Schale ist reich an gemeiner grüner Hornblende, die parallel zu der Schieferung gerichtet ist. Die Hornblende besitzt kräftig grüne Farbtöne: n_α blassgrün, n_β olivgrün, n_γ bläulichgrün; 2 V ca. — 80°, n_γ : c 16,5°. Als Einschlüsse enthält sie Quarz, Granat, Zirkon und Apatit. Der Plagioklas ist sehr basisch. Messungen mit dem Universaldrehtisch ergaben 95—100 % An. Zur Einmessung dienten die Spaltrisse (010), (001) und die Periklinverwachsungsflächen. Die Periklinzwillingslamellen sind so fein, dass ihre Optik nicht feststellbar ist. Wenige Plagioklaskörner sind durch Muskowitpseudomorphosen ersetzt. Quarztränen sind selten in den basischen Feldspäten zu finden. Apatit, Zirkon und Titanit sind häufige Akzessorien.

5. Paragenese: Quarz, grüne Hornblende, Klinozoisit. (Vergl. Fig. 5, Paragenese 5.) Diese Zone bildet den Übergang vom Rand zur Innenpartie. Als neues Mineral erscheint Klinozoisit (anomale,

blaue Interferenzfarben n_γ: (001) = 22°, 2V ca. 80°). Mit seinem Auftreten verschwindet gleichzeitig der Anorthit. Nebengemengteile sind Titanit, Granat und Apatit.

Fig. 5. Paragenesen aus einem Dünnschliff durch Handstück a in Fig. 4. Vergr. 50×, ohne Analysator.

1. Quarz, Andesin, Biotit, Granat, Titanit, Apatit.
3. Quarz, Bytownit, Biotit, Titanit, Leukoxen, Ilmenit, Granat. Ein Glimmerblättchen parallel zur Schliffebene.
3.—4. Grenze zwischen Zone 3 und Zone 4.
4. Quarz, Anorthit, grüne Hornblende, Muscovitpseudomorphosen nach Plagioklas; Granat, Titanit.
5. Quarz, grüne Hornblende, Klinozoisit, Granat, Titanit, schwarzes Erz.
6. Quarz, blassgrüne Hornblende, Zoisit, Titanit, schwarzes Erz, Apatit.

Linsenkern

6. Paragenese: Quarz, blassgrüne Hornblende, Zoisit. (Vergl. Fig. 5, Paragenese 6.) Der Klinozoisit wird in dieser nächst inneren Zone abgelöst durch rhombischen Zoisit, der ebenfalls parallel zur Schieferung angeordnet ist, aber im Gegensatz zu erstgenanntem einen mehr prismatischen Charakter hat und keine anomalen Interferenzfarben zeigt. Der rhombische Zoisit erscheint optisch einachsig, er nimmt deshalb eine Mittelstellung zwischen α- und β-Zoisit ein. Neben Zoisit und Quarz treten nur noch Hornblendeporphyroblasten vereinzelt auf, die nicht parallel orientiert sind und sich von der oben erwähnten Hornblende durch viel blassere Farben unterscheiden. Titanit ist auch in dieser Zone ziemlich reichlich eingestreut.

Die Paragenesen 1—6 gehören zu demselben Handstück a auf Fig. 4, die Zone 7 stammt vom Handstück b auf Fig. 4 aus dem Zentrum der Linse.

7. Paragenese: Quarz, blassgrüne Hornblende, Zoisit, Diopsid, Kalzit. Der Zoisit ist gleich ausgebildet wie in Paragenese 6. Die blassgrüne Hornblende erscheint in grösseren poikiloblastischen Individuen, die unorientiert angeordnet sind und von unter sich streng parallelen Zoisit- und Quarzkörnern durchkreuzt werden. Der Rand der Hornblende ist manchmal schwächer doppelbrechend als das Innere. Neu ist das Mineral Diopsid ($n_\gamma : c = 40^0$). Die wenigen Körner zeigen eine gute Absonderung nach (001). Der Gestalt nach besteht kein Unterschied zwischen Diopsid und blassgrüner Hornblende. Kalzit ist in zahlreichen kleinen Körnern und Zwickeln hauptsächlich zwischen den Hornblenden häufig. Titanit ist ein wichtiger Nebengemengteil.

Mit dieser Beschreibung haben wir Verhältnisse geschildert, wie sie typisch sind für die Grosszahl der Linsen mit blauschwarzen Randzonen und dem blassgrauen bis rötlichen Kern. Immer wieder treffen wir einen konzentrischen Schalenbau mit den gleichen Mineralparagenesen in derselben Reihenfolge, wie in dem beschriebenen Beispiel. Auch wenn unbedeutende Verschiedenheiten in der Ausbildungsweise der Mineralien auftreten, bleiben die Paragenesen trotzdem dieselben. Quarz ist in allen Schalen, auch in den anorthitreichen, vorhanden. Hier bildet er mit dem sehr basischen Plagioklas eine Paragenese, die in Paragneisen nur selten auftritt und in Erstarrungsgesteinen eine grosse Ausnahme darstellt.

Der Plagioklas, der im Nebengestein ca. 27 % An besitzt, wird in der nächsten Umgebung der Einschlüsse basischer (45 –50 % An). In

der randlichen Schale der Einschlüsse selbst steigt der Anorthitgehalt auf 75—100 %.

Der Biotit ist nur in der äusseren Randzone vorhanden. Hier bildet er an der Grenze zwischen Nebengestein und Hornblendeschale unorientierte Pseudomorphosen nach Hornblende.

Der Granat ist am verbreitetsten in der Aussenzone, er fehlt aber auch in der Linsenmitte nie ganz. Grössere Körner sind selten und werden, wenn vorhanden, z. T. ersetzt durch Zoisitmineralien. Gemeine grüne Hornblende ist für die Randzone bezeichnend. Sie erscheint da, wo der Biotit verschwindet. Ihre Gestalt ist meist prismatisch; unorientierte, poikiloblastische Individuen sind selten. Gegen den Linsenkern zu wird sie von einer aktinolitischen Hornblende abgelöst, die unorientiert angeordnete Poikiloblasten bildet. Mit dem Auftreten der blassgrünen Hornblende verschwindet der Anorthit. Gleichzeitig erscheint der Klinozoisit. Er liegt parallel zur Schieferung des Nebengesteins und steht somit im Gegensatz zur blassgrünen Hornblende und darf deshalb als jüngere Bildung betrachtet werden. Selten bildet er unregelmässig geformte Aggregate, die sekundär aus Anorthit und anderen Mineralien entstanden sind. Manchmal tritt im Linsenkern anstatt Klinozoisit rhombischer Zoisit in zahlreichen parallel angeordneten Prismen auf. In der Linsenmitte findet sich ferner häufig Diopsid, der sich in Form und Lage wenig von der blassgrünen Hornblende unterscheidet. Daneben erscheinen noch kleine Mengen von Kalzit, die z. T. sekundär aus Diopsid entstanden sein mögen; z. T. sind sie sicher primär. Titanit ist ein in sämtlichen Schalen verbreitetes Mineral.

In folgendem seien einzelne Besonderheiten der weitverbreitetsten Einschlüsse beschrieben.

Der Plagioklas der hornblendereichen Schale wurde mehrfach mit dem Universaldrehtisch gemessen. Anorthitprozente: 74, 85, 90, 95, 100. Die Verzwillingung nach Albit- und Periklingesetz sowie die Spaltrisse nach (001) und (010) dienten zur Einmessung.

Ein granatreicher Linsenkern wurde im Valle di Vira geschlagen. Neben dem blassroten Granat, der unregelmässige Umrisse besitzt und stark poikiloblastisch durchsiebt ist, kommen folgende Mineralien vor: Kalzit, Quarz und vor allem Klinozoisit. Der letztere findet sich in zwei Varietäten: 1. In unregelmässigen Körnern mit selten ausgebildeten Kristallflächen. Meist zeigen diese Körner undulöse Auslöschung, sodass ihre Optik nicht genau feststellbar ist. Im Konoskop konnte der optisch positive Charakter bestimmt werden. Die maximale Doppelbrechung beträgt ungefähr 0,008. 2. Im Kern mancher der eben

beschriebenen unregelmässigen Körner liegen scharf begrenzte, leistenförmige Kristalle. Messungen mit dem Universaldrehtisch ergaben einen optischen Achsenwinkel von 85°. Die Doppelbrechung ist sehr niedrig mit anomal blauen Interferenzfarben. Sehr schöne Verzwillingungen mit der Verwachsungsebene (100) sind keine Seltenheit; n_α bildet im Schnitt der maximalen Doppelbrechung einen Winkel von $-8°$ mit (100). Der leistenförmige Kern ist also eisenarmer Klinozoisit. Seine Spaltrisse setzen sich fort in das ihn umgebende, unregelmässig geformte Mineral, welches sich somit ebenfalls als Klinozoisit zu erkennen gibt, dessen höhere Doppelbrechung aber auf einen höheren Eisengehalt schliessen lässt.

Neben diesen Einschlüssen, die alle einen schaligen Bau erkennen lassen, finden sich einzelne, die einen einheitlichen Mineralbestand besitzen. Ein Beispiel dieser Gruppe wurde am Wasserfall hinter Vira geschlagen. Von blossem Auge ist nur ein geringer Hornblendegehalt erkennbar. Im Schliff ist neben 40 Vol.% Quarz eine etwa gleich grosse Menge Klinozoisit in länglichen Körnern mit schlechten Spaltrissen vertreten. Die blassgrüne Hornblende ist nur in spärlichen Mengen anwesend.

Zwei nichtschalig aufgebaute Linsen mit der Paragenese Biotit, Quarz und Granat wurden im Valle di Vira in der Nähe des untersten Diabases gefunden; ihrer Struktur nach fallen sie völlig aus dem Rahmen der übrigen Einschlüsse. Die eine dieser beiden Linsen besteht zum grössten Teil aus dunkelbläulich-grauem Plagioklas. Die dunkeln, grossen Kristalle weisen einzelne helle Flecken auf. Auch in der Mitte der bloss 15 cm mächtigen Linse sind die grobkörnigen Mineralien in einer schmalen Lage, die parallel den Linsenrändern verläuft, hell gefärbt. Auffällig ist der grosse und plötzliche Gegensatz zwischen Linse und Nebengestein. An den ziemlich feinkörnigen Biotitparagneis grenzen unmittelbar die groben Mineralien des Einschlusses. Die Umrisse der Feldspäte sind selten geradlinig; meist greifen die Körner äusserst lappig ineinander. Sie sind z. T. sehr schön, z. T. schlecht und z. T. überhaupt nicht verzwillingt. Die bestimmbaren Verzwillingungen finden nach dem Albit- und Periklingesetz statt. Die einzelnen Lamellen gehen nicht durch die ganze Breite der Körner, sondern brechen im Korninnern mit unregelmässigen Grenzen unvermittelt ab. Es entsteht auf diese Weise eine Ähnlichkeit mit Schachbrettalbit. Nicht minder unregelmässig als die Zwillingsbildung ist die Zonarstruktur der Feldspäte. Der Anorthitgehalt beträgt im Mittel 40—45 % und steigt randlich bis zu 60 %. Aber auch im Innern der Körner um kleinste glimmerige Einschlüsse wird der Feldspat ba-

sischer (bis zu 60 % An). Schliesslich sind einzelne Körner durch eine eigenartige fleckige Zonarstruktur ausgezeichnet. Auch hier ist der Anorthitgehalt lokal, wahrscheinlich um submikroskopische Einschlüsse, grösser. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt die unregelmässige Zonarstruktur eine Ähnlichkeit mit Myrmekit. Die Dunkelfärbung der Feldspäte stammt von einer Bestäubung mit zahlreichen winzigen Erz- und Graphitteilchen. In der Nähe der Biotit- und Granateinschlüsse fehlt die Dunkelfärbung. Der Biotit kommt in kleinen, idioblastischen Schuppen und in grösseren, stark korrodierten Porphyroblasten vor. Der Granat ist farblos und isotrop. Ausser in grossen Körnern tritt er in ringförmig angeordneten, kleinen Körnchen auf, welche die Reste ursprünglich grösserer Granate darstellen. Quarz ist beinahe in sämtlichen Plagioklaskörnern als Einschluss vorhanden. Nur selten tritt er als selbständiger Bestandteil auf. Zusammen mit Biotit und Apatit kommt noch ein Mineral vor, das nicht sicher bestimmt werden konnte. Es besitzt gelbe Farbe und erzeugt im Biotit pleochroitische Höfe. Die Doppelbrechung ist ziemlich niedrig, ca. 0,01. Die übrigen optischen Eigenschaften sind: $2V = 60°$, starke Dispersion: $\varrho > v$. Wahrscheinlich positiver Orthit.

Der zweite Einschluss, der sehr nahe beim oben beschriebenen gefunden wurde, zeigt folgendes Bild: Die Erzbestäubung ist geringer; Magnetit, Pyrit und Kupferkies sind unterscheidbar. Die Plagioklaskörner (44—63% An) sind so dicht mit Quarztränen gespickt, dass die Grenzen zwischen den einzelnen Individuen verwischt sind. Die Quarztränen löschen partienweise einheitlich aus. Dadurch entsteht eine Art Myrmekit. Der Granat besitzt gut gestaltete Umrisse.

Die Dunkelfärbung durch kleinste Erz- und Graphitteilchen wurde ausser an den beschriebenen plagioklasreichen Einschlüssen noch an klinozoisit-, diopsid- und granatreichen Linsen gefunden, die alle keinen erkennbaren schaligen Aufbau besitzen. Einige Einschlüsse weisen eine fleckige Dunkelfärbung auf. Sie bestehen aus einer dunkeln, einheitlichen Grundmasse, in der grüne Diopsidporphyroblasten schwimmen. Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass der Diopsid vollständig mit Quarztränen durchspickt ist. Die mit Graphit bestäubte „Grundmasse" besteht zum Grossteil aus Kalzit, Quarz und Klinozoisit. Diese Einschlüsse sind demnach sehr kalkreich und führen über zu den eigentlichen Marmoren.

H. *Marmorlagen mit Kalksilikaten im Paragneis*

Marmore finden sich im untersuchten Gebiet als sehr seltene Einlagerungen im Paragneis. Ihre Mächtigkeit und ihre Ausdehnung im

Streichen beträgt immer nur wenige Meter. Folgende Vorkommen wurden getroffen: 1. Bei Casenzano (300 m südlich von S. Nazzaro). 2. 1,8 km östlich von Magadino (oberhalb Magadino-Ponte bei Montino). 3. Im Westen des Untersuchungsgebietes, im Valle di Gerra in 600 m Höhe.

a) Marmor von Casenzano

In ziemlich kompaktem Biotithornfelsgneis liegt eine etwa 6 m mächtige Marmorlinse, die im Streichen nicht zu verfolgen ist. Der Kontakt mit dem Nebengestein im Liegenden und im Hangenden ist nicht mehr primär, sondern wird durch kleine Rutschflächen gebildet.

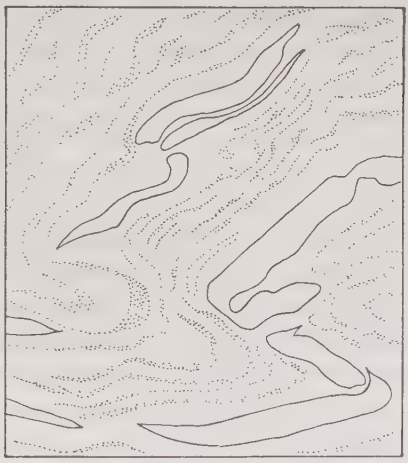


Fig. 6. Schlierige Partie aus der Marmorlinse von Casenzano.
Punktiert: körnige Schlieren von Karbonatgefüge mit Diopsid, Zoisit, selten Mikroklin. Weisse Bänder: Mikroklin, wenig Quarz, selten Zoisit und Diopsid. Masstab 1: 25.

Der mittelkörnige Marmor (Korngrösse 1—3 mm) ist durch einen geringen Graphitgehalt grau gefärbt. Mit den kalzitreichen Partien wechsellagern weisse kompakte Bänder und körnige Schlieren aus anderen Mineralien, die der Verwitterung besser standhalten als die Karbonate und deshalb reliefartig herauswittern. (Vergleiche Fig. 6.)

Die weissen Bänder bestehen hauptsächlich aus Mikroklin. Quarz ist nur in untergeordneter Menge vertreten und z. T. stark zertrümmert; Zoisit und Diopsid sind selten. Die körnigen Schlieren enthalten nur wenige rundliche, bis 1 mm grosse, grobverzwillingte Mikroklinkörner, die selten kleine Quarzeinschlüsse beherbergen. Häufiger als der Kalifeldspat sind die Mineralien Diopsid und Zoisit. Der

Diopsid hat rundliche bis längliche Gestalt. Er schwimmt im Karbonatgefüge und wird vielerorts von Mikroklin umschlossen. Manchmal ist er polysynthetisch verzwillingt nach (100). Der Zoisit ist schwer zu bestimmen, weil er nur sehr schlechte Spaltrisse besitzt. Folgende optische Daten konnten festgestellt werden: $2V = 15^{\circ}—25^{\circ}$, optische Achsenebene senkrecht zur Spaltbarkeit. Achsenwinkel sowie Lage der Achsenebene sprechen für β-Zoisit, die Dispersion $\varrho > v$ hingegen deutet auf α-Zoisit. Manche der rundlichen Zoisitkörner sind vollkommen gesiebt mit Mikroklin- und Diopsidtränen. Der Titanit ist ein häufiger Nebengemengteil. Er zeigt vortreffliche Kristallumrisse und kräftigen Pleochroismus, n_γ rotbraun, n_α farblos. Als Erz tritt nicht selten Magnetkies auf. Der Kalkspat ist meist verzwillingt, mit stark gekrümmten Lamellen.

b) Marmor ob Magadino-Ponte

Früher wurde die etwa 1,5 m mächtige Bank ausgebeutet. Heute ist der Aufschluss sehr schlecht. Einzelne Partien des Marmors, besonders die randlichen, haben durch die eingelagerten Kalksilikate ein sandiges Aussehen. Neben Kalzit ist Klinozoisit das wichtigste Mineral. Die grossen idioblastischen Körner besitzen folgende Kristallflächen (100), (001), $(10\bar{2})$, $(10\bar{1})$. Verzwillingung ist häufig, manchmal schachbrettartig. Die Interferenzfarben sind anomal blau bis grellorange. Die Randpartien sind oft etwas eisenreicher als das Zentrum. Diopsid findet sich nur als rundlicher Einschluss in Klinozoisit. Zum Grossteil ist er in aktinolitische Hornblende umgewandelt. Diese hat im Handstück dunkelblauschwarzes, faseriges Aussehen. Im Schliff zeigt sie folgende Eigenschaften: im Schnitt der maximalen Doppelbrechung n_γ: c 14°; n_γ bläulichgrün, n_β gelblichgrün, n_α farblos gelblich. Wenige Körner von Quarz und Plagioklas (27 % An) liegen in einem sekundären Gänglein zwischen der Hornblende. Titanit fällt wiederum durch seine schönen Kristallformen und seinen gut ausgeprägten Pleochroismus auf.

c) Marmor vom Valle di Gerra

Eine etwa 2 m mächtige Marmorbank liegt in einem Biotithornfelsgneis, der Anklänge an den später zu besprechenden Cenerigneis zeigt. Im Innern besteht sie aus reinem Kalzit. Randlich treten bis 10 cm lange Diopsidporphyroblasten auf. Sie sind auf Rutschflächen und oberflächlich in ein schwarz-blaues, faseriges Mineral umgewandelt. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass der Diopsid sehr feine Zwil-

lingslamellen nach (100) und (001) besitzt. Er ist zum Grossteil durch im Schliff blassgrüne Hornblende, Aktinolit, ersetzt. Zwischen dem Pyroxen liegen in bedeutend kleineren Körnern Apatit, Klinozoisit und Quarz. Die beiden erstgenannten erscheinen in ganz vorzüglich erhaltenen, idioblastischen Individuen. Sie haben säulige Gestalt und eine Länge bis zu 3 mm. Der Klinozoisit hat folgende optische Daten geliefert: 2 V ca. 90°, Auslöschung im Schnitt der maximalen Doppelbrechung n_α: (100) = — 2° und n_γ: (001) = 20°. Verzwillingung nach (100). Der Klinozoisit steht also in seiner chemischen Zusammensetzung sehr nahe dem Epidot.

Die drei besprochenen Marmore kommen im Biotithornfelsgneis vor. Trotzdem sie Kilometer weit voneinander entfernt liegen, zeigen sie sehr ähnlichen Mineralbestand. Neben Kalzit sind Klinozoisit, Diopsid und Aktinolit die bezeichnenden Mineralien. Besonderheiten sind der Mikroklinreichtum des ersten Beispiels und der Reichtum an Apatit des dritten Beispiels.

2. Entstehung der Paragneise

A. *Das Ausgangsmaterial der Paragneise*

Die chemische Analyse des Biotithornfelsgneises (siehe S. 59) ist typisch für Paragesteine mit tonigem Ausgangsmaterial. Auch ohne die Analyse kann auf den sedimentogenen Charakter unserer Gneise geschlossen werden. Erstens sprechen Mineralbestand, Textur und das starke Schwanken des Quarzgehaltes für ein ursprüngliches Sediment. Zweitens beweisen die lokal auftretenden Aluminiumsilikate einen Tonerdeüberschuss und die auf Linsen konzentrierten Kalksilikate einen CaO-Überschuss. Diese beiden Bildungen sind für Sedimentderivate charakteristisch.

Der strukturelle Unterschied zwischen Biotithornfelsgneis und schieferigem Biotitplagioklasgneis ist die Folge einer verschieden starken Metamorphose der beiden Gesteine. Der kleinkörnige Biotithornfelsgneis liegt am weitesten von den injizierten Massen der nördlichen und der südlichen Injektionszone entfernt. Die Korngrösse des ursprünglich feinkörnigen Sediments ist in dieser Zone durch die Metamorphose am wenigsten verändert worden. Der schieferige Biotitplagioklasgneis liegt bedeutend näher bei den Intrusionszentren. Das tonige Ausgangsmaterial hat hier eine stärkere und länger andauernde Metamorphose erlitten, was eine Kornvergrösserung zur Folge hatte. Ausserdem sammelten sich gewisse Stoffe durch laterale Segregation zwischen den Schieferungsflächen. Es kam zur Bildung der Quarzknauern und der Quarz-Disthen-Biotitknauern.

Die hornblendeführenden, schieferigen Biotitplagioklasgneise, die mineralogisch zwischen den schieferigen Biotitplagioklasgneisen und Plagioklasamphiboliten stehen, dürften von tonig mergeligen Sedimenten abstammen.

B. *Bildung der kalksilikatführenden Linsen und der Marmore*

Für die Aufeinanderfolge der einzelnen Mineralparagenesen, wie sie auf Seite 36 geschildert wurde, kann wohl nur eine Änderung des chemischen Gehaltes vom Nebengestein zum Linsenzentrum verantwortlich sein. Der Chemismus der einander ablösenden Mineralien vom Linsenrand zum Kern ändert sich und führt zu einer Abnahme des Tonerdegehaltes, einem Verschwinden des Alkaligehaltes und einer Zunahme der kalziumhaltigen Mineralien wie Anorthit, Diopsid und Kalzit. Die stetige Zunahme des CaO-Gehaltes gegen das Linseninnere hat zu einer weitgehenden Zurückdrängung der übrigen Bestandteile geführt. Daraus darf wohl mit Sicherheit geschlossen werden, dass es sich um metamorphe Produkte von Kalkanreicherungen handelt, die primär einen schaligen Aufbau besassen und die z. T. Kalkkonkretionen in den ehemals tonigen Sedimenten dargestellt haben dürften. Die verschiedene Gestalt der Einschlüsse wie Linsen-, Röhren- und Kugelform, sowie ihre scharfe Umgrenzung gegen das Nebengestein, weisen ebenfalls auf ursprüngliche Konkretionen. Lagenartige Gebilde mit demselben Mineralbestand stellen die metamorphen Produkte kalkreicher Lagen dar. Zum Teil mögen auch die nun linsenartigen Einschlüsse durch Zerreissung ursprünglich einheitlicher Lagen während der Gebirgsbildung entstanden sein. Die Randzone lässt sich erklären als eine primär ihrem Chemismus nach zwischen Nebengestein und Linsenkern stehende Schale der Konkretion. Z. T. ist sie auch als Gebiet der Mineralneubildung durch Reaktion der während der Metamorphose aus Linse und Nebengestein gelösten Stoffe zu deuten. Besonders die Pseudomorphosen des Biotits nach Hornblende weisen in dieser Richtung.

Nach ihrer Struktur können wir die Mineralien der metamorphen Kalkkonkretionen drei verschiedenen Gruppen zuordnen. Aus der Beziehung dieser drei Mineralgruppen zueinander ist ersichtlich, dass die Einschlüsse drei aufeinanderfolgenden Phasen der Metamorphose ihren jetzigen Mineralbestand verdanken.

a) Während der Frühphase der Metamorphose entstanden unter hydrostatischem Druck folgende, jetzt noch vorhandene Mineralien, die deutlich älter sind als die parallel angeordneten Bestandteile, nämlich Diopsid, blassgrüne Hornblende, Quarz (tränenförmige Einschlüsse

in Diopsid und blassgrüner Hornblende). Wahrscheinlich wurden zu dieser Zeit auch Kalzit, Granat, Titanit und Plagioklas gebildet.

b) Während der Hauptphase der Metamorphose entstanden unter gerichtetem Druck die jetzt streng parallel angeordneten Mineralien wie grüne Hornblende, Klinozoisit, Biotit, Zoisit, Plagioklas, Quarz und möglicherweise Granat.

c) Während der Spätphase der Metamorphose, als der gerichtete Druck nicht mehr wirkte, entstanden vereinzelte Mineralumbildungen und Pseudomorphosen. Klinozoisit aus Anorthit und Granat, Biotit pseudomorph nach Hornblende, Karbonat aus Diopsid.

Die vom Normaltyp abweichenden Linsen sind z. T. als unvollkommene Linsenbildungen zu deuten, in denen der ursprüngliche Kalkgehalt nicht genügt hat, um die verschiedenen Mineralparagenesen des Linsenkerns und des Linsenrandes zu bilden. Der geringe Kalkgehalt hat nur noch zur Bildung des Mineralbestandes der Randzone gereicht: z. B. basischer Plagioklas, Biotit und Quarz; oder Klinozoisit, grüne Hornblende und Quarz.

Eine andere Art der von der Grosszahl abweichenden Linsen zeichnet sich durch eine gleichförmige oder fleckige Bestäubung mit feinstem Graphit- und Erzteilchen aus. Der Graphit dürfte von einem ursprünglichen Bitumengehalt herrühren.

Die wenigen von anderen Autoren (61, 36, 17, 50) bis jetzt beschriebenen ähnlichen Bildungen, die ebenfalls als Kalkkonkretionen gedeutet werden, zeigen mehrere gemeinsame Merkmale. Stets wird das Zusammenvorkommen von Quarz mit sehr basischem Plagioklas erwähnt. Dazu kommen meist noch die Mineralien Klinozoisit und Diopsid. Ein weiterer gemeinsamer Zug ist das Auftreten von Hornblende in der Randzone der Einschlüsse und ihr teilweiser Ersatz durch Biotitpseudomorphosen. Goldschmidt (22) hat darauf hingewiesen, dass der Amphibol sich in vielen Kalksilikatgneisen an der Grenze zwischen pyroxenreichen und biotitreichen Schichten findet und offenbar an Stelle dieser beiden Mineralien entstanden ist. In den Einschlüssen des untersuchten Gebietes erscheint die Hornblende an der Grenze zwischen biotitreichem Nebengestein und diopsidführendem Linsenkern und dürfte an Stelle dieser beiden Mineralien gebildet worden sein.

Die grösste Ähnlichkeit mit unseren metamorphen Kalkkonkretionen zeigen die Bildungen, die Runner and Hamilton (50) beschrieben haben. Sowohl das ursprüngliche Sediment wie die Art der Umbildung durch die Metamorphose scheinen sehr ähnlich mit unseren Verhältnissen gewesen zu sein.

Die spärlichen Kalklagen des ursprünglichen Sediments sind durch die Metamorphose zu Marmoren umgeprägt worden. Die Kalksilikate, die sich in ihrem Innern und am Rande finden, dürften z. T. tonige Verunreinigungen gewesen sein. Es sind dieselben Mineralien wie die der besprochenen Einschlüsse: Diopsid (z. T. umgewandelt in Aktinolit), Klinozoisit und Zoisit. Anorthit ist nicht vorhanden. Woher der Mikroklinreichtum des Marmors von Casenzano stammt, bleibt eine offene Frage. Der Apatitreichtum des Marmors vom Valle di Gerra ist wohl auf primäre Anwesenheit von Phosphaten zurückzuführen. Die zahlreichen Graphitschuppen deuten auf einen ursprünglichen Gehalt an organischer Substanz.

C. *Bildung der tonerdesilikatführenden Knoten*

Der Chiastolit, der sich im Biotithornfelsgneis während einer Frühphase der Metamorphose ohne gerichteten Druck in der Nähe der konkordanten Pegmatite bildete, ist in einer späteren Phase der Metamorphose unter gerichtetem Druck fast ausnahmslos umgewandelt worden. An seiner Stelle entstanden die Disthen-Sillimanit-Granataggregate, die z. T. durch ihre länglich prismatische Form noch auf ihre Abstammung von Chiastolit hinweisen. Während der Spätphase der Metamorphose ohne gerichteten Druck wurden viele dieser Tonerdesilikatknoten mehr oder weniger vollständig in farblosen Glimmer umgewandelt. Die Deutung der tonerdesilikatführenden Knotenbildungen weist auf dieselbe Metamorphosenfolge wie die der Kalksilikatlinsen.

III. MISCHGNEISE MIT VORWIEGEND PARAMATERIAL

1. Biotitplagioklasgneis

Dieses Gestein unterscheidet sich im Felde von den schieferigen Biotitplagioklasgneisen durch sein gröberes Korn und sein gneisigeres Aussehen. Es findet sich hauptsächlich eingelagert zwischen den schieferigen Biotitplagioklasgneisen und den Orthogneisen. Anhand von Dünnschliffuntersuchungen konnte festgestellt werden, dass das einheitlich kartierte Gestein am Kontakt mit dem Kalifeldspatgneis einen abweichenden Mineralgehalt besitzt. In grösserer Entfernung davon hat es denselben Mineralbestand wie der schieferige Biotitplagioklasgneis; nur ist der Feldspat im ersteren gewöhnlich basischer (35—50 % An) und der Biotit tritt mengenmässig etwas zurück, was dem Gestein einen gneisigeren Habitus gibt. In nächster Nähe des Alkalifeldspatgneises gesellen sich zu den Mineralien Plagioklas, Quarz und Biotit noch Myrmekit, Antiperthit und Kalifeldspat. Gleichzeitig wird das Ge-

stein an vielen Stellen von zahlreichen hellen, 1—3 cm mächtigen Lagen aplitischen Charakters durchadert. Der Antiperthit ist sehr typisch ausgebildet, besteht aus Plagioklas (27 % An), in welchem unregelmässige Orthoklas- oder Mikroklin-Inseln schwimmen. Dieser Mikroklin zeigt zwei sich kreuzende Zwillingslamellensysteme. Die Verwachsungsflächen des einen Systems sind parallel zu den Verwachsungsflächen der Plagioklaszwillinge. Der Antiperthit ist als metasomatische Bildung zu betrachten. Er stellt eine unvollständige Pseudomorphose von Kalifeldspat nach Plagioklas dar.

2. Biotitplagioklasgneis mit granuliertem Feldspat = Cenerigneis

A. *Allgemeines*

Der Biotithornfelsgneis wird beinahe in seiner ganzen Ausdehnung von Biotitplagioklasgneis mit granuliertem Feldspat umgrenzt. Wir übernehmen für dieses eigenartige Gestein die von M. Reinhard (48) eingeführte Bezeichnung „Cenerigneis" (nach der Hauptverbreitung auf der Ceneripasshöhe).

Im Felde ist der Cenerigneis leicht zu erkennen an der kleinfaserigen Verteilung des feinschuppigen Biotits und an dem granulierten Plagioklas, der weisse, unregelmässige Knötchen zwischen den dunkeln Glimmerflasern bildet. Der Quarz ist durch seinen bläulichen, fettigen Glanz vom weissen, zuckerkörnigen Feldspat unterschieden. Die granulierten Plagioklase und der gröberkörnige Quarz sind meist sehr flach linsenförmig angeordnet. Der Quarz kommt ausser als Gemengteil in grösseren, körnigen Knauern vor, die bis 1 dm Länge erreichen können. Andere von blossem Auge erkennbare Mineralien sind einzelne Muskowitschuppen und Granate von verschiedenen Ausmassen. Letztere treten aber nur an wenigen Stellen auf.

Der Cenerigneis zeigt enge Beziehungen zum Biotithornfelsgneis, in den er randlich oft übergeht, und von dem er zahlreiche schlierige und linsenförmige Gebilde enthält. Für den Cenerigneis besonders typisch ist eine Durchspickung mit Einschlüssen von linsenförmiger oder mehr unregelmässiger Gestalt, an deren Aufbau Kalksilikate beteiligt sind. Sie unterscheiden sich äusserlich meist nur sehr wenig von den entsprechenden Einschlüssen im Paragneis.

B. *Verbreitung*

Der Cenerigneis umfasst ein grosses Gebiet. Nach Mitteilung von M. Reinhard erstreckt er sich von der Ceneripasshöhe noch 5 km

gegen E. An einer spitzen Schlinge findet sich dort sein östliches Ende. Auf der Ceneripasshöhe erreicht er eine Mächtigkeit von über 1 km. Gegen Westen teilt sich der Komplex in einen nördlichen und einen südlichen Zug.

Der südliche Zug streicht von der Ceneristrasse in SW-Richtung wenig südlich am M. Tamaro vorbei bis zur italienischen Grenze (Kartengrenze). Eine südliche Abzweigung dieses Zuges trennt sich 2 km west-süd-westlich von Rivera und streicht über M. Camusio ins Valle Cusello. Die westliche Fortsetzung ist nicht mehr klar zu verfolgen. Man trifft auf dem Kamm M. Gradicioli-M. Ferraro an verschiedenen Stellen den Gneis wieder. Die Zusammenhänge lassen sich aber, der grossen Schuttbedeckung wegen, nicht erkennen; wahrscheinlich bestehen auch gar keine mehr. Schliesslich findet sich der Cenerigneis auf der Cima d'Agario (auf Siegfriedkarte als M. Magino bezeichnet).

Der nördliche Zug ist schwieriger zu verfolgen. Er scheint an verschiedenen Stellen gestaucht und zerrissen zu sein. Ein erstes Teilstück verläuft von der Ceneripasshöhe in WNW-Richtung zum Steinbruch bei Magadino-Ponte, biegt dann erst gegen SW und nachher gegen SE um und spitzt auf dem Grat des Poncione della Croce aus. Auf demselben Grat beginnt weiter südwestlich ein zweites Teilstück Cenerigneis, das von hier gegen N streicht. Ein drittes Teilstück erstreckt sich von den Monti di Vira (1,2 km südlich von Magadino) über den Corte di Neggia bis zur Überschiebung von Indemini.

Im Biotitschiefer des Schlingenkerns der nördlichen Injektionszone erscheint ein letztes Cenerigneisband; es macht die Schlingenbiegung mit. Der NW-Ast tritt bei Ranzo ans Seeufer; er lässt sich bis nach Il Poggio auf italienisches Gebiet verfolgen. Der SE-Ast streicht über die Monti S. Abbondio und die Monti di Caviano bis zur Alpe di Bessano in Italien.

Nach einer Mitteilung von M. Reinhard findet sich der Cenerigneis auch auf der rechten Seite des Lago Maggiore bei Cannobio. Novarese (41) gibt eine Beschreibung eines „Granitgneises" von der Ponte Casletto im Valle Grande, einem Seitental des Valle Intrasca, die mit unserem Gestein übereinzustimmen scheint. Auf eine Anfrage sandte mir Prof. Novarese in liebenswürdiger Weise ein Handstück vom genannten Ort. Makroskopisch und mikroskopisch ist es von Stücken aus dem Sotto Ceneri nicht zu unterscheiden. Der Cenerigneis tritt also sicher noch viele Kilometer weit jenseits des Lago Maggiore auf.

C. *Beschreibung*

Der Mineralbestand des Cenerigneises ist infolge der vielen Übergemengteile meist ein sehr reichhaltiger. Fehlen diese, so besteht allerdings die gleiche eintönige Zusammensetzung wie im Biotithornfelsgneis.

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskowit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon.

Übergemengteile: Sillimanit, Disthen, Granat, Orthoklas, Turmalin, Orthit.

Die Übergemengteile Sillimanit, Disthen und Granat sind meistens vorhanden.

Nach der Textur lassen sich gut geschieferte und körnig flaserige Abarten unterscheiden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind. Am verbreitetsten sind die schieferigen Typen.

a) Gutgeschieferter Cenerigneis

Die Struktur dieses Gesteins ist typisch heteroblastisch. Der Plagioklas ist granuliert zu kleinkörnigen Mosaiken; der Quarz dagegen bildet 10- bis 20 mal grössere linsen- bis lamellenförmige Körner. Noch eine Stufe kleinkörniger als die Feldspäte sind die Aluminiumsilikate, Sillimanit und Disthen, während die Glimmer in ihrer Grösse eine Mittelstellung zwischen Quarz und Plagioklas einnehmen. Neben dem Grössenunterschied der einzelnen Bestandteile ist auch deren Anordnungsweise bezeichnend. Die Mineralien sind zu einmineralischen Knötchen und Lagen konzentriert, die parallel angeordnet sind und eine deutliche Schieferung bestimmen. (Vergl. Tafel I, Fig. 1.) Der Plagioklas macht etwa 40 Vol.% des Gesteins aus. Die einzelnen Körner sind ca. 0,03 –0,1 mm gross und besitzen isometrische, polygonale Gestalt. Zwillinge sind sehr selten. Nach dem Relief mit Quarz zu schliessen, mag es sich etwa um 20—23 % An-haltigen Plagioklas handeln. In der Mitte und am Rande der Plagioklase sind feinste, eisblumenartige Mikrolithen eingeschlossen, die wohl als Zoisitbesen zu deuten sind. Zwischen dem Plagioklas liegen einzelne, der Grössenordnung der Feldspäte entsprechende Muskowitschuppen. Der Plagioklas unterscheidet sich in seinem Aussehen und Relief kaum von demjenigen des Biotithornfelsgneises, ist aber zu einmineralischen Häufchen gruppiert; die Struktur ist folglich glomerogranular (27). Die Plagioklaspflaster liegen band- und linsenförmig zwischen den Glimmer- und Quarzzügen. Mit dem Gipsblättchen lässt sich nachweisen, dass die Feldspäte ziemlich geregelt in den einzelnen Pflastern (Gross-

körnern) liegen. Die voneinander getrennten Pflaster sind aber nicht nach den gleichen kristallographischen Richtungen orientiert. Es wurden folgende Lagen der Grosskörner festgestellt: $n_\gamma' \parallel$ Schieferungsebene, n_γ' 45° zur Schieferungsebene, $n_\alpha' \parallel$ Schieferungsebene. Nicht alle Pflaster sind deutlich geregelt. Die Plagioklaskörner zeigen keine Spuren einer Kataklase. Die Quarzkörner (0,8 × 2 mm bis 0,4 × 3,2 mm) sind im Verhältnis zum Feldspat sehr gross. Sie sind linsen- bis bandförmig angeordnet und gegen sämtliche übrige Mineralien durch ebene Grenzflächen getrennt. Oft sind die Körner zerbrochen, z. T. translativ mit Böhm'scher Streifung senkrecht zur Undulationsstreifung. Die Teilstücke grenzen mit hakigen Bruchlinien gegeneinander. Die einzelnen Biotitschuppen fügen sich zu dunkeln Glimmerflasern zusammen. Der Muskowit tritt in vier verschiedenen Formen auf: 1. mit Biotit zusammen, in dessen Gestalt und Vorkommensart; 2. in bis 2 mm grossen dicktafeligen Porphyroblasten, z. T. in Zeilen angeordnet; 3. als Zwischenmasse in den Granat-Sillimanit-Disthen-Zügen, z. T. hervorgegangen aus Disthen; 4. in der Form kleinster Schuppen zwischen den Plagioklaskleinkörnern. Makroskopisch nicht erkennbar sind die Bestandteile Granat, Sillimanit und Disthen. Diese drei Mineralien fügen sich in den meisten Cenerigneistypen zu knotenförmigen Aggregaten, die eine grosse Ähnlichkeit mit den Knotenbildungen des Biotithornfelsgneises zeigen. Der Granat bildet isometrische Körner, die oft von Kristallflächen begrenzt sind. Seine Grösse schwankt zwischen 0,1 mm und der minimal erkennbaren Korngrösse. Sein Vorkommen ist an die Sillimanitzüge und deren nächste Umgebung gebunden. Die rundlichen Disthenkörner kommen zur Hauptsache in den Sillimanitzügen vor, doch finden sie sich auch vereinzelt zwischen den Biotitschuppen. Die Sillimanitstäbchen zeigen gerade Auslöschung, positive Längszone und wenig höhere Doppelbrechung als Quarz; sie sind zu dichten Bändern parallel angeordnet und stellen den Hauptbestandteil der stark lichtbrechenden Knötchen und Züge dar. Die Nebengemengteile Apatit und Zirkon sind stets in geringer Menge vorhanden.

b) Körnig flaseriger Cenerigneis

Die mehr massige Ausbildung ist typisch für den südlichsten Zug des Cenerigneises. Der Biotit bildet keine zusammenhängende Flächen mehr, sondern erscheint in voneinander getrennten Schuppenaggregaten. Ausserdem fallen schon im Handstück bis 5 mm grosse Orthoklasporphyroblasten auf.

Auch das mikroskopische Bild zeigt mehrere Unterschiede im Vergleich zum vorigen Typus. (Vergl. Tafel I, Fig. 2.) Besonders die Ge-

stalt des Biotits ist bemerkenswert. Die dicktafeligen Individuen (bis 0,7 mm) liegen unorientiert im Gestein. Sie werden umgrenzt von kleinsten, der Schieferungsebene parallel gerichteten Biotitschüppchen. Die Kleinkörner der Plagioklaspflaster sind partienweise einheitlich geregelt. Schiebt man im Mikroskop das Gipsblättchen ein, so erwecken die einzelnen, aus Kleinkörnern zusammengesetzten Pflaster den Eindruck ursprünglich einheitlicher Plagioklaskörner. Diese Grosskörner sind verschieden orientiert, sie entsprechen in ihren Ausmassen (2× 3 mm) ungefähr den ungranulierten Orthoklaskörnern. Die Regelung der Kleinkörner ist im schwach geschieferten, körnig-flaserigen Cenerigneis bedeutend besser als im gut geschieferten. Der Quarz, der in geraden Grenzen gegen den Plagioklas absetzt, ist linsenförmig angeordnet und in grosse Teilkörner zerbrochen. Spuren der Kataklase finden sich auch an den Glimmern. Biotit und Muskowit sind oft gewellt und in sich gestaucht. Granat, Sillimanit und wahrscheinlich auch Disthen sind gesammelt in stark lichtbrechenden kleinen Zwickeln. Orthoklas liegt porphyroblastisch im Plagioklaspflaster. Er besitzt zahlreiche, sehr kleine Perthitspindeln, die z. T. serizitisiert sind. Zudem wird er von Adern granulierten Plagioklases durchzogen. Die Kristallisationsschieferung ist noch undeutlich erkennbar.

c) Übergangsglieder zu nicht granulierten Gneisen

Neben den beiden Haupttypen des Cenerigneises, die sich durch ihren feingranulierten Plagioklas auszeichnen, finden sich vereinzelt Varietäten mit gröberem Korn. Die Plagioklasteilkörner dieser Gesteine erreichen eine Grösse von 0,15 bis 0,3 mm und sind deutlich verzwillingt. Sie fügen sich ebenfalls zu Pflastern, deren Kleinkörner aber selten eine Andeutung einer Regelung zeigen. Das ganze Gestein gleicht weitgehend einem gewöhnlichen, schieferigen Biotitplagioklasgneis. Eine verwandte Struktur besitzt eine makroskopisch orthogneisähnliche Abart, die 1,2 km WNW von Rivera (am Weg von Soresina nach Monti di Spina) als Einlage im Cenerigneis gefunden wurde. Der helle Gneis enthält dunkle Biotitknoten, die einen Durchmesser von 5 mm besitzen. Die Körner der Plagioklaspflaster sind verhältnismässig gross (0,2 mm), polygonal und z. T. verzwillingt. Die Plagioklaskleinkörner sind nicht geregelt und an wenigen Stellen durch eine tonige Substanz getrübt. Der Biotit richtet sich nicht nach einer Schieferungsebene. Er erscheint stark gestaucht und besitzt rundliche Umrisse. Randlich ist er zu kleinen Fetzen ausgeschürft und mit winzigen Granatkörnern vergesellschaftet. Die Quarzlinsen sind unregelmässig geformt und verteilt.

d) Kontaktverhältnisse

Der Cenerigneis grenzt an den schieferigen Biotitplagioklasgneis und den Biotithornfelsgneis. In letzterem sind in der Nähe des Cenerigneises zahlreiche konkordante Pegmatite eingelagert, die später besprochen werden sollen. Manchmal ist der Biotithornfelsgneis an der Grenze zum Cenerigneis von zahlreichen, feinsten Lagen durchadert. Im Mikroskop zeigt sich, dass diese hellen Lagen nur aus Quarz und Plagioklas bestehen, wobei der Quarz grobe, im granulierten Plagioklas liegende Körner bildet. Das Nebengestein ist der gewöhnliche Biotithornfelsgneis.

Häufig ist im Innern der Cenerigneiszüge eine schlierige Durchdringung von Cenerigneis und Biotithornfelsgneis beobachtbar. Die Schlieren von Biotithornfelsgneis scheinen oft diskordant im Cenerigneis zu liegen und werden durch eine schmale, vermittelnde Randzone in das Nebengestein übergeleitet. Ein Schliff durch die Grenze: Schliere aus Biotithornfelsgneis - Cenerigneis lässt folgendes erkennen: Der Plagioklas ändert seine Grösse nicht. Er ordnet sich bloss im Cenerigneis zu immer grösser werdenden, gut geregelten Pflastern. Der Quarz, der in der Schliere ungefähr gleiche Grösse besitzt wie der Feldspat, nimmt in der Übergangszone grössere Formen an, bis er schliesslich im Cenerigneis linsige, bis 2 mm grosse Körner bildet. Der Biotit, der in der Schliere in kleinen Schuppen regelmässig zwischen Plagioklas und Quarz verteilt ist, konzentriert sich allmählich gegen den Cenerigneis zu grossen, unorientierten Blättchen, die von kleinen, parallel zur Schieferung angeordneten Schuppen umgeben sind. Muskowit ist in der Schliere nicht zu finden, dagegen erscheint er in der Übergangszone und ist schliesslich im Cenerigneis in ansehnlichen Mengen vertreten. Ebenfalls auf den Cenerigneis beschränkt sind grosse Orthoklas- und Apatitkörner. Die Diskordanz zwischen der Schliere und dem Cenerigneis ist nur scheinbar, da die Biotitschüppchen in beiden Gesteinen parallele Lage besitzen.

e) Kalksilikatführende Einschlüsse

Der Cenerigneis enthält zahlreiche kalksilikatführende Einschlüsse, die entweder linsenförmige Gestalt besitzen oder als unregelmässige, stark gefaltete und zusammengestauchte Bildungen entwickelt sind. Ihre Einlagerungsart im Cenerigneis ist gewöhnlich konkordant, manchmal aber auch schwach bis sehr stark diskordant. Zwischen Einschluss und Cenerigneis liegt meist eine Centimeter bis Dezimeter mächtige Schale aus Biotithornfelsgneis, die oft unvollständig ausgebildet ist, aber selten ganz fehlt.

Zahlreiche dieser Linsen findet man im Steinbruch bei Magadino-Ponte. Die hier gebrochenen Blöcke dienen zur Eindämmung des Ticino. Am Damm bei der Brücke, welche über den Ticino gegen Gordola führt, sind sie angehäuft.

Bei der Beschreibung der kalksilikatführenden Einschlüsse gehen wir von den einfach gebauten Typen aus, die eine blauschwarze Randzone und eine grau-rötliche Innenzone besitzen und die sich ihrem Aussehen nach nicht wesentlich von den betreffenden Einschlüssen im Paragneis unterscheiden. Auch mikroskopisch zeigt sich kein grosser Unterschied zwischen beiden; sowohl der Aufbau in konzentrischen Schalen als die Zusammensetzung der einzelnen Mineralparagenesen sind dieselben wie in den Paragneiseinschlüssen. Es genügt deshalb, einige Eigenheiten der Cenerigneiseinschlüsse anzuführen. So wird z. B. der basische Plagioklas (über 80 % An) oft ersetzt durch Muskowitpseudomorphosen. Die gemeine grüne Hornblende ist häufig umgewandelt in unregelmässige Klinozoisitgemenge. Die Zoisitmineralien sind selten gut individualisiert und nie parallel angeordnet. Als Erz ist Magnetkies verhältnismässig häufig. Graphit ist, besonders im Linseninnern, reichlich vertreten. Kalzit erscheint in grösseren Mengen als in den Paragneiseinschlüssen. Ausserdem füllt er als leichtest löslicher Bestandteil das Kluftsystem. Bemerkenswert ist die Struktur der kalksilikatführenden Linsen. Die für den Cenerigneis typische glomerogranulare Struktur macht an der Grenze der Einschlüsse nicht Halt, sondern dringt auch in das Innere. Die zwischen Einschluss und Nebengestein liegende Schale aus Biotithornfelsgneis zeigt unter dem Mikroskop, dass die Plagioklaskörner leicht granuliert sind, allerdings ohne dass die so entstehenden Pflaster grösser wären als die übrigen Gemengteile.

Der basische Plagioklas der Einschlüsse bildet Pflaster, die aus sehr kleinen polygonalen Körnern bestehen. Dazwischen liegen nicht granulierte Quarzkörner in linsenförmiger Gestalt. Die Kleinkörner der Feldspäte sind nicht deutlich geregelt. Die gemeine grüne Hornblende besteht aus kleinkörnigen Aggregaten, welche typische Hornblendegestalt besitzen. Die farblose, tremolitische Hornblende und der Diopsid, die zusammen mit Kalzit im Linsenzentrum vorkommen, sind nicht granuliert. Der Zoisit ist nur ausnahmsweise in kleinkörnige Aggregate zerlegt. Der Granat kann ebenfalls eine Art Granulierung zeigen, indem kleinste Körner perlkettenartig aneinandergereiht sind und Hornblende und Plagioklas umsäumen.

Zusammenfassend ist von den Mineralien der verbreitetsten Einschlüsse im Cenerigneis zu sagen, dass sie stärkere Umwandlungs-

erscheinungen zeigen als diejenigen der Einschlüsse im Paragneis und dass sie zum Teil deutlich granuliert sind.

Eine besondere Besprechung verdienen zwei Einschlüsse, die vom Steinbruch Magadino-Ponte stammen und von welchen Anschliffe hergestellt wurden. Der eine (Tafel II, Fig. 3) besitzt tropfenförmige Gestalt und sieht aus, als ob die, auf dem Bilde linke Linsenspitze nach unten zurückgeklappt wäre. Eine Hülle aus Biotithornfelsgneis ist nur an einer Stelle reliktartig erhalten. Vor dem stumpfen Ende dieses Einschlusses ist der Cenerigneis unruhig gefältelt; entlang den beiden nach rechts spitz zulaufenden Rändern des Einschlusses dagegen ist die Schieferung gut ausgebildet und konkordant zur Linse. Der Einschluss besteht aus den Mineralien Quarz, Anorthit, blassgrüner Hornblende, Klinozoisit und Diopsid; letzterer ist zeilenartig angeordnet. Die Diopsidzeilen setzen sich am stumpfen Ende des Einschlusses in einer Entfernung von ca. 1 cm vom Nebengestein in Biotitzeilen fort.

Der andere der polierten Einschlüsse (Tafel II, Fig. 4) ist vollkommen diskordant zum Nebengestein orientiert. Er besteht aus mehrfachen Lagen, die den typischen Mineralbestand der kalksilikatführenden Linsen besitzen. Auf der Abbildung ist ersichtlich, dass nicht nur diese einzelnen Lagen an der Grenze des Einschlusses unvermittelt abbrechen, sondern dass auch die dazwischen geklemmten Zwickel aus Biotithornfelsgneis am Kontakt mit dem Cenerigneis scharfe Grenzen zeigen. Im Zentrum der Kalksilikatlagen ist etwas Graphit angesammelt. Der Diopsid ist z. T. zeilenartig angeordnet. Verfolgt man eine solche Zeile gegen das Nebengestein, so erkennt man, dass ungefähr im Abstand von drei Centimeter vom Rand der Diopsid in Hornblende übergeht, die ihrerseits in noch grösserer Randnähe von Biotit abgelöst wird. Zwischen den einzelnen Kalksilikatlagen befinden sich weisse Partien, in welchen Hornblendeporphyroblasten schwimmen. Der Einschluss zeigt leider nur auf einer Seite den Zusammenhang mit dem Cenerigneis (oberer Rand in Fig. 4, Tafel II). Immerhin kann man hier erkennen, dass in der Randzone des Einschlusses Bewegungen stattgefunden haben. Vom Cenerigneis aus gehen in schiefer Richtung Spalten und Keile, die mit hellem Material gefüllt sind und längs welchen eine Verschiebung und Zerreissung der äusseren Einschlussteile stattgefunden hat. Ausserdem sind die randnächsten Partien der Kalksilikatlagen alle in gleicher Richtung abgebogen, sodass die Orientierung der Bestandteile am Kontakt in Cenerigneis und Einschluss die gleiche ist.

f) Kalkreiche Linsen im Cenerigneis

Diese Art Linsen wurde nur in Blöcken am Damm bei Ponte (nörd-

lich vom Steinbruch Magadino-Ponte) gefunden. Die bis 2 m³ grossen Linsen bestehen zum grössten Teil aus Kalzit. Darin schwimmen in unregelmässiger Verteilung Anhäufungen von Kalksilikaten. Zudem sind zahlreiche Graphitschüppchen zwischen die Kalzitkörner eingestreut, sodass das Gestein eine graue Farbe erhält. An einzelnen Stellen ist der Graphit zu schwarzen Schlieren angereichert. In den kalzitarmen Partien finden sich folgende Mineralien: Quarz, Wollastonit, Granat, Uwarowit, Epidot, Zoisit, Klinozoisit, Diopsid und Aktinolit. Der Wollastonit bildet weisse, bis 4 cm lange, fächerförmige bis strahlige Aggregate ($-2V = 25-30°$, Längszone positiv und negativ, schwache Dispersion $\varrho > V$). Er wird manchmal vollkommen vom Granat umschlossen. Häufig ist er verwachsen mit β-Zoisit. Rotbrauner Granat ist sehr häufig. Die unregelmässig geformten Körner sind stark gebuchtet und manchmal von Quarz umwachsen. Oft finden sich im Granat Einschlüsse von Diopsid, α- und β-Zoisit und Wollastonit, selten Kalifeldspat. Der im Schliff farblose bis schwach olivgrüne Granat geht an mehreren Stellen in giftiggrünen Uwarowit über. Makroskopisch sind diese Chromgranate als seltene, grüne Punkte zu erkennen. Die rundlichen Diopsidkörner sind stark korrodiert und werden z. T. von Karbonat und z. T. von Quarz umschlossen. Sie sind polysynthetisch verzwillingt und zeigen eine basale Spaltbarkeit. Das auffallendste Merkmal dieser Marmorlinsen ist ihre Mineralparagenese: Granat, Kalzit, Quarz und Wollastonit; ein typisches Beispiel einer unstabilen Mineralassoziation.

g) Umhüllung der Einschlüsse

Die Kalksilikatlinsen werden häufig von einer Zone aus Biotithornfelsgneis umhüllt. Diese Umhüllung kann an einzelnen Stellen der Einschlüsse z. T. oder vollständig fehlen. Sie besteht aus folgenden Mineralien: Plagioklas (35 % An), Biotit und Quarz, ferner sporadisch Apatit und Granat. Der einzige Unterschied im Vergleich zum Nebengestein ist der etwas basischere Plagioklas. Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch. Die Korngrössen von Plagioklas und Quarz sind nicht stark voneinander unterschieden. Die Feldspatkörner sind leicht granuliert und deshalb etwas kleiner; zur Bildung grösserer Feldspatpflaster kommt es aber nicht. Der Biotit ist in der ganzen Umhüllungszone regelmässig verteilt und nicht wie im Cenerigneis zu einzelnen Zügen konzentriert.

h) Einschlüsse aus Biotithornfelsgneis

Der Biotithornfelsgneis bildet nicht nur Einkleidungen der Kalksilikatlinsen, er tritt auch sehr häufig als alleiniges Material selb-

ständiger Linsen auf. Diese kompakten Einschlüsse setzen mit scharfer Grenze am Cenerigneis ab. Sie stimmen mineralogisch und strukturell vollkommen mit dem Biotithornfelsgneis überein. Von den bereits früher besprochenen Paragneisschlieren im Cenerigneis unterscheiden sie sich nur dadurch, dass sie scharfe, z. T. diskordante Grenzen gegen das Nebengestein besitzen. Ihre Gestalt ist kugelig, linsig bis lagenförmig.

D. *Genetische Deutung des Cenerigneises*

Von den Einzelheiten, die bei der Beschreibung der verschiedenen Cenerigneistypen erwähnt wurden, seien die für die genetische Deutung wichtigen nochmals hervorgehoben.

1. Der Cenerigneis wird von Biotithornfelsgneis und von Biotitplagioklasgneis umgrenzt.
2. Sein Mineralbestand ist ungefähr derselbe wie der dieser beiden Gesteine. Der einzige mineralogische Unterschied besteht darin, dass der Cenerigneis einen grösseren Muskowitgehalt und lokal auftretenden Orthoklas besitzt.
3. Der Plagioklas des Cenerigneises ist zu Mosaiken granuliert, die aus kleinen, polygonalen Körnern bestehen und die meistens partienweise durch eine gemeinsame Regelung zu Grosskörnern zusammengefasst werden. Die einzelnen Grosskörner sind unter sich nicht geregelt.
4. Der Quarz ist grobkörnig und durch ebene Grenzflächen von den übrigen Bestandteilen getrennt.
5. Fast stets finden sich Knötchenbildungen, bestehend aus Sillimanit, Disthen, Granat und farblosem Glimmer; sie sind erst im Mikroskop erkennbar.
6. Besonders bezeichnend ist der grosse Reichtum an verschiedenartigen Einschlüssen:
   a) Linsen von Biotithornfelsgneis,
   b) Schlieren und Lagen von Biotithornfelsgneis mit unscharfen Grenzen,
   c) Kalksilikatführende Linsen, oft umhüllt von Biotithornfelsgneis.
7. Die Lage der Einschlüsse im Cenerigneis ist konkordant oder diskordant.

Daraus ergibt sich folgendes:

Der Cenerigneis ist eng verwandt mit dem schieferigen Biotitplagioklasgneis und dem Biotithornfelsgneis. Die drei Gesteine unter-

scheiden sich, abgesehen vom relativ grossen Muskowitreichtum und dem lokal auftretenden Orthoklasgehalt des Cenerigneises, nur in ihrer Korngrösse und Struktur. Es ist deshalb naheliegend, anzunehmen, dass der Cenerigneis aus einem dieser Paragesteine hervorgegangen ist. Zur genauen Kontrolle der Beziehung zwischen Biotithornfelsgneis und Cenerigneis wurden zwei Analysen ausgeführt.

Tabelle 1

Analysen des Biotithornfelsgneises (Nagro ob Tornago, 2,5 km südlich Quartino) und des Cenerigneises (Costa del Sasso, 1 km westlich vom Monte Ceneri)

Analytiker: P. BEARTH

	I. Biotithornfelsgneis	II. Cenerigneis
	%	%
SiO_2	68,46	66,75
TiO_2	1,85	1,92
Al_2O_3	14,23	15,92
Fe_2O_3	0,18	0,15
FeO	4,42	4,00
MnO	0,05	0,07
MgO	2,73	2,02
CaO	1,90	1,32
Na_2O	2,34	2,50
K_2O	2,93	3,56
P_2O_5	0,24	0,19
H_2O^-	0,05	0,10
H_2O^+	0,69	1,35
	100,07	99,85

	si	ti	al	fm	c	alk	p	h	k	mg	c/fm	qz	T
I.	303	6	37	35,5	9	18,5	0,5	13	0,45	0,52	0,25	129	9,5
II.	301	6,5	42,5	30	6,5	21	0,3	22	0,49	0,45	0,22	117	15
III.	282	2,8	37	36	9	18	0,3	17,5	0,43	0,48	0,25	110	10
IV.	318	2,7	41	34	5	20	0.51	55	0,52	0,49	0,15	138	16

Zum Vergleich wurden die NIGGLI-Werte der von F. DE QUERVAIN stammenden Analyse des Biotitschiefergneises (III.) vom Pischahorn (Silvretta) und der von S. PARKER ausgeführten Analyse eines roten Molassetons (IV.) aus Marbach (Kt. Luzern) wiedergegeben (39).

Beide Gesteine aus unserm Gebiet fallen in der Tetraederprojektion von NIGGLI nahe neben das Eruptivfeld in den Tonerderaum. Ihr Chemismus ist also typisch für toniges Ausgangsmaterial. Der Unterschied der beiden Gesteine in chemischer Beziehung ist gering. Der Cenerigneis ist etwas al-, alk- und h-reicher als der Biotithornfelsgneis, dafür aber etwas fm- und c-ärmer. Auffällig ist der hohe ti-Gehalt, ob-

wohl im Schliff nur sehr wenig Titanit beobachtet wurde. Er ist mehr als doppelt so gross als in den beiden angeführten Beispielen (III. und IV.).

Die chemische Analyse bestätigt somit die Verwandtschaft der beiden Gesteine und stützt die Annahme, dass der Cenerigneis aus dem Biotithornfelsgneis oder einem entsprechenden Gestein entstanden sei. Die Umwandlung ist die Folge einer Durchtränkung mit Al_2O_3-, K_2O-, Na_2O-haltigen Lösungen, welche eine metasomatische Umsetzung bestimmter Mineralien (Muskowit an Stelle von Biotit, Orthoklas an Stelle von Plagioklas) unter gleichzeitiger Freiwerdung von MgO, CaO und FeO bedingte. Wohin diese freigewordenen Stoffe diffundierten, bleibt eine offene Frage.

Das bezeichnendste Merkmal des Cenerigneises ist seine eigenartige glomerogranulare Struktur. Es fällt schwer, dafür eine befriedigende Erklärung zu erbringen.

Möglicherweise entspricht die Anordnung in einmineralischen Aggregaten einer primären Bildung der Blastese. Bei der Metamorphose des ursprünglichen tonigen Sediments, die unter geringer Materialzufuhr stattfand, hätten sich im Cenerigneis Plagioklaskörner von derselben Feinheit wie im Biotithornfelsgneis gebildet. Die einzelnen Körner aber kristallisierten in einmineralischen Haufen und besassen gruppenweise eine sehr ähnliche Orientierung, sodass aus Kleinkörnern zusammengesetzte Grosskörner entstanden. Während der Feldspat in Form von Kleinkornaggregaten (ähnlich verhielt sich auch der Biotit) sozusagen auf dem Weg zur Grobkörnigkeit stehen blieb, gelang es dem Quarz, durchwegs einheitliche grössere Körner zu bilden.

Wahrscheinlicher erscheint die Hypothese, dass die Eigenart des Cenerigneises die Folge einer Durchbewegung des Gesteins unter mesozonalen Bedingungen der Metamorphose sei. Daraus ergibt sich sowohl für die Korngranulierung als auch für die häufig diskordante Lage der Einschlüsse eine Erklärung. Der Umstand, dass der Quarz nicht granuliert ist, wohl aber der Plagioklas, der ja bei einer tektonischen Beanspruchung des Gesteins widerstandsfähiger sein sollte, zeigt, dass es sich nicht um eine gewöhnliche Kataklase handeln kann; vielmehr muss die Zerlegung der Plagioklaskörner gleichzeitig mit der Kristallisation stattgefunden haben. Die kalksilikatführenden Linsen, die sich im Gestein befanden, wurden in Folge der Durchbewegung zu unregelmässigen Gebilden und z. T. zu stromlinienförmigen bis kugeligen Körpern umgeformt. In einer Spätphase der Bewegung sind diese Gebilde in einzelne Fragmente zerlegt worden, die teils noch in lockerem

Zusammenhang miteinander stehen, teils völlig isoliert im Cenerigneis schwimmen. (Tafel II, Fig. 4.)

Gesteine mit ähnlicher Struktur wie der Cenerigneis sind die von Streckeisen (58) und Wenk (66) beschriebenen Mönchalpgranite und Granitgneise. Sie besitzen granulierte Plagioklas- und Orthoklaskörner. Die Kleinkörner zeigen keine Spuren einer destruktiven mechanischen Deformation, sondern sind, wie in unseren Gesteinen, vollkommen unversehrt. Sie scheinen also blastischer und nicht kataklastischer Natur zu sein. Oft sind die Feldspatkleinkörner ausgezeichnet geregelt. Streckeisen sucht die Ursache, die zum Kornzerfall der Mineralien unter Erhaltung ihrer Form führte, nach W. Schmidt in speziellen Druckverhältnissen, die zunächst eine Deformation der Kristallgitter bewirkten; die kleineren Teile eines Mineralkorns suchten dann die Deformation aufzuheben und ihre Kristallgitter deformationsfrei den neuen Verhältnissen anzupassen, ohne ihre Lage zu den Nachbarteilchen zu ändern. Wenk betrachtet die Gesteine der mönchalpgranitischen Serie als bruchlos deformierte Tektonite, welche unter höherem Druck und in grösserer Tiefe entstanden sind als gewöhnliche Kataklasite und Mylonite.

Anhangsweise sei noch versucht, die Bildung der eigentümlichen Mineralparagenesen der kalkreichen Linsen im Cenerigneis zu erklären. Von Tilley (64) wird das Verhalten des Vierstoffsystems CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2 unter Kontaktmetamorphose beschrieben. Die möglichen Paragenesen, die freien Quarz enthalten, sind folgende:

1.	Sillimanit	Cordierit	Anorthit	Quarz
2.	Cordierit	Enstatit	Diopsid	Quarz
3.	Diopsid	Anorthit	Cordierit	Quarz
4.	Diopsid	Grossular	Anorthit	Quarz
5.	Wollastonit	Grossular	Diopsid	Quarz

Weder Cordierit noch Enstatit finden sich im untersuchten Gebiet. Es kommen für uns allein die CaO-reichsten Mineralkombinationen 4 und 5 in Betracht.

Für die Mineralparagenesen mit freiem Kalzit gibt Tilley folgende sechs Möglichkeiten:

1.	Wollastonit	Grossular	Diopsid	Kalzit
2.	Grossular	Diopsid	Spinell	Kalzit
3.	Grossular	Anorthit	Spinell	Kalzit
4.	Diopsid	Forsterit	Spinell	Kalzit
5.	Spinell	Korund	Anorthit	Kalzit
6.	Forsterit	Spinell	Periklas	Kalzit

Für uns ist nur die Paragenese 1, die CaO-reichste der ganzen Reihe, wichtig. Die beobachtete Mineralparagenese Wollastonit, Grossular, Diopsid, Kalzit und Quarz ist eng verwandt mit 5 der ersten Serie und 1 der zweiten. Diese beiden Paragenesen besitzen gemeinsam die Mineralien Wollastonit, Grossular und Diopsid. Im Konzentrationstetraeder drückt sich das so aus, dass diese drei Mineralien die Eckpunkte einer dreiseitigen Grenzfläche darstellen, welche die gemeinsame Basis zweier Pyramiden ist, deren Spitzen Quarz und Kalzit sind. Für ganz bestimmte Konzentrationen des Vierstoffsystems befinden wir uns auf dieser Grenzfläche. Nun gelangen allein die Mineralien Grossular, Diopsid und Wollastonit zur Ausbildung. Die kleinste Zunahme des SiO_2-Gehaltes bewirkt eine Bildung von freiem Quarz, ebenso wie die kleinste Zunahme des CaO-Gehaltes eine Bildung von freiem Kalzit zur Folge hat. Nehmen wir in unseren kalkreichen Linsen ein Schwanken um diese Grenzzusammensetzung an innerhalb nur Centimeter voneinanderliegenden Partien, so ist es begreiflich, dass wir die Mineralien Diopsid, Wollastonit, Grossular, Quarz und Kalzit im selben Handstück finden können. Diese Erklärung stützt sich auf die Paragenesen, die Tilley für Kontaktmetamorphose aufgestellt hat. Die kalkreichen Linsen im Cenerigneis sind aber unter gerichtetem Druck verändert worden. Dass es trotzdem zur Ausbildung des sog. Antistressminerals Wollastonit kam, ist ein Beweis dafür, dass dieses Mineral in kalzitreichen Partien auch unter gerichtetem Druck bestandfähig sein kann.

IV. ORTHO- UND MISCHGNEISE

1. Alkalifeldspatgneis

Die intrusiven Kerne der nördlichen Injektionszone bestehen aus aplitischem Alkalifeldspatgneis. Sie treten lagenartig auf und sind im Streichen meist weit zu verfolgen. Die Mächtigkeit dieser Gneislagen beträgt gewöhnlich ungefähr 15–20 m, selten 100—150 m. Der wichtigste und mächtigste Orthogneiszug beginnt bei der Alpe di Lierna, 600 m N von Monte Gambarogno, und streicht über den Mt. Gambarogno zum Mt. Paglione. In Italien wurden in der Fortsetzung dieses Gneiszuges im Gebiet des Lago Deglio nur noch zahlreiche, im Paragneis liegende, schmale pegmatitische Linsen gefunden.

Der Alkalifeldspatgneis ist durch die Verwitterung meist rötlich gefärbt. Nur im Kern grösserer Blöcke trifft man unverwitterte, weisse Gesteinspartien. Das leukokrate Gestein enthält spärliche, parallel angeordnete Biotitschüppchen, die entweder regelmässig verteilt sind, oder zu flaseriger Anordnung neigen. Neben dem Biotit ist gewöhnlich Muskowit in Spuren anwesend. Ganz lokal können auch beide

Glimmer fehlen. Der Mineralbestand schwankt zwischen folgenden Grenzwerten:

Plagioklas	5—30	Vol.%
Kalifeldspat	30—60	„ %
Quarz	10—60	„ %
Biotit	0— 8	„ %
Muskowit	0—10	„ %

Akzessorien: Granat, Apatit, Epidot, Chlorit.
Durchschnittliche Korngrösse: 0,4 0,9 mm.

Der Kalifeldspat ist vorwiegend Mikroklin mit groben, sich kreuzenden Zwillingslamellen. Orthoklas ist verhältnismässig selten. Beide Arten Kalifeldspat enthalten nur sehr wenig winzige Perthitspindeln. Die Gestalt der Feldspäte und des Quarzes ist unregelmässig bis isometrisch. Die verschiedenen Körner greifen zahnig ineinander, oft sind sie stark zertrümmert. Der Plagioklas ist sehr fein polysynthetisch verzwillingt. Sein Anorthitgehalt schwankt zwischen 5 und 12 %. Der fetzenförmige Biotit ist häufig in ein chloritähnliches Mineral umgewandelt, das starken Pleochroismus — dunkelgrün, hellgrün — und relativ hohe Doppelbrechung besitzt. Auch die unveränderten Biotitschuppen sind sehr kräftig gefärbt, dunkelbraun, gelboliv.

Der Orthogneis zeigt eine scharfe Grenze gegen das Nebengestein; seine Kontaktwirkung war offenbar gering. In der nächsten Nähe des Alkalifeldspatgneises wird das Nebengestein von aplitischen Lagen durchadert. Ausserdem ist dem Gestein Orthomaterial metasomatisch zugeführt worden. In einer Entfernung von ungefähr 40 m vom Kontakt macht sich der Einfluss des Orthogneises auf das Nebengestein nur noch in einem, im Vergleich zum weiter entfernt liegenden Paragneis, gröberen Korn bemerkbar.

2. Plagioklasalkalifeldspatgneis und Plagioklasgneis

Diese beiden Gesteine treten gewöhnlich gemeinsam auf. Der Plagioklasgneis umgibt den Plagioklasalkalifeldspatgneis und nimmt petrographisch eine Mittelstellung zwischen diesem und dem umliegenden Paragestein ein. Das Hauptverbreitungsgebiet der genannten Gneise ist die südliche Injektionszone, nur ausnahmsweise finden sie sich in der nördlichen. Der Plagioklasgneis besitzt eine grössere Ausdehnung als der Plagioklasalkalifeldspatgneis, der nur selten ansehnliche Linsen bildet. Der wichtigste, aus diesen beiden Gesteinen bestehende Gneiszug erreicht im Barro zwischen Taverne und Osignano eine Mächtigkeit von ungefähr 400 m. Er beginnt in der Gegend der Cima di Medeglia (östlich Monte Ceneri) und zieht sich von dort über

Rivera-Sorencino, Mezzovico bis nach Taverne. Wenig südlich dieser Ortschaft streicht er wahrscheinlich an einer kleinen Überschiebungsfläche in die Luft. Während seines Verlaufes entlang der Ceneritalung bildet er verschiedene, ins Tal hinunterreichende riegelartige Vorsprünge, die vom Gletscher zu Rundhöckern geschliffen worden sind. Im Malcantone finden wir in der südlichen Fortsetzung dieses Gneiszuges den Plagioklasalkalifeldspatgneis wieder und zwar in grosser Ausdehnung. KELTERBORN (32) hat diese Gesteine ausführlich beschrieben unter dem Namen Biotitgranitgneis.

Der Plagioklasalkalifeldspatgneis ist eines der wenigen Gesteine, das im untersuchten Gebiet zu Bauzwecken ausgebeutet wurde und noch wird. Das Material, das im Steinbruch von Sorencino-Rivera gebrochen wurde, diente z. B. zur Auskleidung des ersten Ceneritunnels.

Das im Handstück helle Gestein hat folgende Zusammensetzung:

Plagioklas	10—45 Vol.%
Kalifeldspat	10—40 „ %
Quarz	25—45 „ %
Biotit	5—10 „ %

Akzessorien: Titanit, Granat, Zirkon, Orthit.
Korngrösse: 0,6—2 mm.

Der Kalifeldspat ist zum Grossteil Orthoklas. Mikroklin ist nur in geringen Mengen vertreten. Er besitzt verschwommen gitterige Auslöschung. Der Plagioklas der biotitarmen Varietäten enthält 18—22 % Anorthit. Ungefähr gleiche Basizität der Plagioklase besitzt das von KELTERBORN als Zweiglimmergranitgneis beschriebene Gestein, welches südlich der Überschiebung von Arosio als diskordante Unterlage des Servino in die steilstehenden Biotitschiefer eingelagert ist. Die Plagioklase der biotitreichen Varietät der Plagioklasalkalifeldspatgneise sind bedeutend basischer; ihr Anorthitgehalt schwankt zwischen 30 und 36 %. Durch starke Anreicherung des Biotits und durch Zurücktreten des Kalifeldspates gehen die Plagioklasalkalifeldspatgneise in die Plagioklasgneise über. Eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Gesteinen besteht nirgends.

Im Plagioklasgneis bilden die dunkeln Glimmer zusammenhängende, grobschuppige Flächen. Zahlreiche aplitische Adern mit bis 80 Vol.% Kalifeldspat liegen konkordant im Gestein. Der Plagioklasgneis zeichnet sich durch einen mehr oder weniger bedeutenden Hornblendegehalt aus. Die Gneispartien, welche die grüne Hornblende als regelmässigen Bestandteil besitzen, wurden auf der Karte von den Gneisen, die nur sporadisch einen Hornblendegehalt aufweisen, ge-

trennt. Der hornblendereiche Gesteinstyp besitzt folgenden Mineralgehalt:

Plagioklas	30—50 Vol.%
Kalifeldspat	0—10 „ %
Quarz	15—40 „ %
Biotit	10—20 „ %
grüne Hornblende	5—40 „ %

Akzessorien: Titanit, Granat, Zirkon, Orthit.

Im allgemeinen ist der Biotit in grösseren Mengen vorhanden als die Hornblende. Letztere erreicht nur lokal bis 40 Vol.%. Sie hat folgende optische Eigenschaften: 2 V ca. — 80°, n_γ : c 18°, n_γ kräftig grün, n_β olivgrün, n_α blassoliv. Kristallographische Umrisse sind nie entwickelt. Meist bildet die Hornblende bis 6 mm grosse Porphyroblasten, die mit Quarz und Plagioklas gesiebt sind und ein skelettartiges Aussehen haben. Der Plagioklas hat einen Anorthitgehalt von 30—35 %. Der Rand der Feldspäte ist bis zu 10 % basischer als der Kern. Verzwillingungen nach Albit- und Periklingesetz sind häufig. Der Kalifeldspat, der meist von Myrmekit angezehrt wird, ist nur selten Mikroklin. Titanit ist ein wichtiger Nebengemengteil. Der hornblendeführende Plagioklasgneis geht randlich über in die hornblendeführenden Paragneise. Er stellt also ein Mittelglied zwischen dem Orthogneis — Plagioklasalkalifeldspatgneis — und dem umliegenden Paragneis — schiefriger Biotitplagioklasgneis — dar und kann deshalb als Mischgestein betrachtet werden. Noch deutlicher als der Mineralbestand weisen die Aufschlüsse im Felde auf die hybride Natur dieses Gneises. Zahlreiche aplitische Lagen und Schlieren durchschwärmen das Gestein und geben ihm ein sehr uneinheitliches Aussehen.

V. PEGMATITE

Wir haben zwei Pegmatitarten zu unterscheiden:

1. Konkordante, geschieferte Pegmatite, lagenartig.
2. Diskordante, massige Pegmatite, gangförmig.

1. Die konkordanten Pegmatite sind weitaus die häufigsten. Sie treten in mehrfachen Lagen auf und sind fast ausschliesslich in die Biotithornfelsgneise eingeordnet. Eine besondere Vorliebe besitzen sie für die Randpartien dieses Gneises und kommen somit in nächste Nähe des Cenerigneises. Die Mächtigkeit dieser Pegmatitlager beträgt 1 cm bis 10 m. Sie bestehen vorwiegend aus Quarz, Feldspat und Muskowit. In ihrer Nähe finden sich im Biotithornfelsgneis an mehreren Stellen die bereits beschriebenen Knotenbildungen, an deren Zusammensetzung Chiastolit oder andere Tonerdesilikate betei-

ligt sind. Wir beschränken uns in der Besprechung im wesentlichen auf die sehr gut aufgeschlossenen Lagenpegmatite an der Station Ranzo-St. Abbondio. Durch eine neue Strassenlegung von dem Bahnhof nach St. Abbondio ist ein guter Aufschluss geschaffen worden. Der Biotithornfelsgneis wird hier von Lager- und Gangpegmatiten durchschwärmt. Die erstgenannten bestehen aus vier je ungefähr ein Meter mächtigen Lagen, die konkordant zur Schieferung eingelagert sind. Randlich durchsetzen sie das Nebengestein in zahlreichen blattdünnen Lamellen, sodass die Pegmatitlagen am Kontakt mit dem Nebengestein in einen lit-par-lit-Gneis übergehen. Diese hell- und dunkellamellierten Zonen sind allerdings nur wenige Dezimeter mächtig. Die Lagenpegmatite haben im Handstück ein weisses, zuckerkörniges Aussehen und stellen texturell Übergangsglieder dar zum Aplit. Zwischen den schneeweissen Feldspatlagen sind bläuliche, gröberkörnige Quarzlagen eingeschaltet, in welchen schwarze Turmalinkristalline in grosser Menge angereichert sind. Die Grösse der Turmalinindividuen schwankt zwischen mikroskopischen Dimensionen und Daumengrösse, die Gestalt ist meist kurzprismatisch. Gute Kristallflächen sind selten vorhanden. Oft finden sich nur Teilstücke grösserer Individuen. Die Turmaline schwimmen ausser in den Quarzlagen auch in den Feldspatlagen und in den dünnen Paragneiszwischenlagen, die im übrigen vornehmlich aus Biotit und Plagioklas bestehen. Neben dem Turmalin bildet nur noch der Muskowit, der hauptsächlich in kleinen Schuppen vorkommt, wenige grössere Individuen. Die bis 1½ cm grossen und 0,5 cm dicken Glimmertafeln liegen in paralleler Anordnung in den Schieferungsflächen der Pegmatite. Die Textur wird durch diese parallele Lage des Muskowits und durch die lagenartige Anordnung der übrigen Bestandteile kristallisationsschieferig.

Die prozentualen Mengenverhältnisse der Gemengteile Kalifeldspat, Albit, Quarz, Muskowit und Turmalin wechseln im Dünnschliff sehr stark. Der Turmalin zeigt folgenden Pleochroismus: n_γ fleckig dunkelblau bis olivgrün, n_α hellgelb-bräunlich. Zahlreiche Individuen sind nur bruchstückartig vorhanden und zudem vollkommen mit Quarzkörnern gesiebt. Der Kalifeldspat ist meist zuckerkörnig, nur selten sind einzelne grössere Individuen erhalten. Häufig sind Mikroklin — mit sehr deutlicher Zwillingsgitterung — und Orthoklas, seltener Perthit. Die Plagioklase besitzen verschiedenen Anorthitgehalt. Die kalifeldspatreichen Partien enthalten reinen Albit. Die einzelnen Körner sind fast ausschliesslich nach dem Albitgesetz polysynthetisch verzwillingt. Die kalifeldspatfreien Lagen weisen einen Plagioklas mit 5—10% An auf. Der Plagioklas der blattdünnen Pegmatitlagen, welche mit

feinsten Paragneislagen wechsellagern, enthält 15 % An. Diese Paragneislagen bestehen hauptsächlich aus Biotit.

Im Aufschluss hinter dem Bahnhof von Ranzo-St. Abbondio stehen neben den Turmalinpegmatiten noch andere leukokrate Lagen an, die ebenfalls konkordant im Paragneis eingeordnet sind und die ein Übergangsglied darstellen zwischen Pegmatit und Orthogneis. Sie setzen sich zusammen aus Quarz und Plagioklas, dazwischen liegen einzelne Biotit- und viele Muskowitschuppen. Turmalin und Orthoklas fehlen vollständig. Der Plagioklas besitzt etwa 20 % An.

Verschiedene Pegmatitlagen aus der Nähe des Cenerigneises zeigen dieselbe glomerogranulare Struktur wie der Cenerigneis. Andere sind stark zertrümmert und die ursprüngliche Struktur ist verwischt. Einer dieser kataklastischen Pegmatite enthält auf kleinen Rutschflächen etwas Graphit, ein anderer ist makroskopisch granophyrisch; trotzdem ist im Mikroskop kaum etwas von dieser Struktur zu sehen, da Feldspat und Quarz vollkommen in unregelmässige Körner zerlegt sind.

2. Die diskordanten Pegmatite wurden selten anstehend, aber verhältnismässig häufig im Schutt gefunden. Der oben erwähnte Aufschluss von Ranzo-St. Abbondio zeigt auch diese Bildungen in besonders klarer Weise. Mehrere bis 1,5 m mächtige Gänge durchsetzen hier diskordant das Paragestein. Die Kontaktflächen sind scharf, aber unregelmässig gewellt. Ein etwa 1 m mächtiger Pegmatitgang durchschlägt die konkordanten Turmalinpegmatite. Beim Durchgang durch diese verengert er sich auf etwa 10 cm. Beim Austritt ins Paragestein weitet er sich aus und gewinnt seine frühere Mächtigkeit wieder. Die diskordante Stellung und die massige Textur zeigen, dass es sich um jüngere Bildungen handelt. Sie besitzen sehr zahlreiche Muskowittafeln, die z. T. stark zerknittert sind. Ausserdem sind Quarz und Feldspat zu erkennen. Beide Mineralien befinden sich in zertrümmertem Zustand. Schliffe konnten keine hergestellt werden, da das Material viel zu brüchig ist. Die diskordanten Pegmatite wurden bei der tektonischen Beanspruchung stärker mitgenommen als die übrigen Gesteine des untersuchten Gebietes. Die Injektion fand nach der letzten Metamorphose, welche die Kristallisationsschieferung des Nebengesteins bedingte, statt.

Im Aufschluss von St. Abbondio wurden neben den diskordanten Pegmatiten noch andere diskordante Bildungen getroffen, die eine grosse Ähnlichkeit mit Pegmatiten zeigen. Es handelt sich um unregelmässige bis lagenartig gestaltete Gesteinspartien, die gröber kristallin und muskowitreicher als das Nebengestein sind und die durch etwa 3 cm dicke Pegmatitlagen vom Biotithornfelsgneis abgetrennt

werden. Im Mikroskop ist erkennbar, dass diese Pegmatitlagen mit scharfer Grenze diskordant an den Biotitparagneis abstossen. Der Mineralbestand dieser Lagen besteht aus Muskowit in groben, stark gesiebten Individuen, Quarz und saurem Plagioklas mit etwas unregelmässiger Verzwillingung. Der Quarz ist sehr stark zertrümmert, während der Plagioklas nur einzelne Risse zeigt. Die Grenze der Plagioklaslage gegen die gröber kristallinen Partien im Innern ist nicht sehr scharf, aber deutlich durch das Auftreten des Biotits und das Zurücktreten des Feldspats. Die Zusammensetzung der biotitreichen inneren Partie ist im übrigen ungefähr gleich wie die der hellen randlichen Pegmatitlagen. Die schmalen randlichen Pegmatitlagen sind massig, die dunklen Partien im Innern dagegen zeigen eine schwach angedeutete Schieferung, die mit derjenigen des Nebengesteins übereinstimmt. Das ganze Gebilde stellt eine durch pegmatitisches Material umgewandelte Paragneispartie dar.

3. Genetisches über Orthogneise, Mischgneise und Pegmatite

Sowohl die Alkalifeldspatgneise, die Plagioklasalkalifeldspatgneise und die Plagioklasgneise als auch die konkordanten Pegmatite zeigen eine Kristallisationsschieferung, die mit derjenigen des Nebengesteins übereinstimmt. Sie sind also älter oder gleich alt wie die Dislokationsmetamorphose, welcher sämtliche kristallinen Schiefer des untersuchten Gebietes ihre schieferige Textur verdanken. Der aplitische Alkalifeldspatgneis und die konkordanten Pegmatite treten in der Form wenig mächtiger, aber im Streichen weit zu verfolgender Züge auf und sind wahrscheinlich während der mit der Gebirgsbildung verbundenen Metamorphose lagenartig eingedrungen. Sie setzen mit scharfer Grenze gegen das Nebengestein ab und stellen die unter gerichtetem Druck kristallisierten Produkte des aus der Tiefe emporgedrungenen Magmas oder Migmas dar. Die Komplexe der Plagioklasalkalifeldspatgneise und Plagioklasgneise der südlichen Injektionszone sind, wie vor allem der ganz allmähliche Übergang der orthomaterialreichen Gesteine in die Misch- und Paragneise zeigt, als Zonen verschieden starker Feldspatisierung und Granatisierung der Paragneise aufzufassen. Das aplitische Material hat hier in diffuser Form die ursprünglichen Paragesteine durchtränkt, während es in der nördlichen Injektionszone in ansehnlichen, selbständigen Lagen injiziert worden ist.

VI. BASISCHE GÄNGE

Diese im untersuchten Gebiet spärlichen Gesteine beschränken sich in der Hauptsache auf die nördliche Injektionszone. In der Para-

gneiszwischenzone und in der südlichen Injektionszone treten sie nur sehr selten auf. Sie durchschlagen die Gneisformation diskordant und besitzen eine massige Textur; sie sind also jünger als ihr Nebengestein. Sie sollen in einer späteren Arbeit von P. BEARTH ausführlich besprochen werden.

VII. KATAKLASITE, MYLONITE, GANGMYLONITE UND HYDROTHERMALE BILDUNGEN

Sämtliche kristallinen Schiefer des untersuchten Gebietes zeigen mehr oder weniger starke Spuren einer tektonischen Beanspruchung, die vor allem an der undulösen Auslöschung des Quarzes und der Verbiegung der Glimmerlamellen erkennbar sind. Die Stärke der Beanspruchung ist abhängig vom Charakter der Gesteine und von der Zugehörigkeit zu den verschiedenen Zonen. So zeigen die glimmerarmen Orthogneise im allgemeinen stärkere Spuren der Kataklase als die glimmerreichen Para- und Mischgesteine. In den Orthogneisen verteilen sich die Bewegungen offenbar auf das gesamte Gestein und bewirken so eine allgemein durchgreifende Kataklase. Besonders deutlich ist das in den extrem glimmerarmen, stark kataklastischen Alkalifeldspatgneisen der nördlichen Injektionszone zu beobachten. In den Para- und Mischgesteinen dagegen konzentrieren sich die Bewegungen hauptsächlich auf einzelne Flächen und Zonen, entlang welchen sich stark durchbewegte Gesteine befinden, während die übrigen Gesteinspartien nur eine geringfügige Kataklase zeigen. Infolgedessen sind Mylonite am verbreitetsten in den Paragneisgebieten; im Orthogneis treten sie nur selten auf. An tektonischen Flächen von Bedeutung, vor allem an Überschiebungsflächen, sind sowohl Para- wie Orthogneise stark zertrümmert. Was den Stärkegrad der tektonischen Beanspruchung in den einzelnen Zonen betrifft, so ist die Kataklase allgemein durchgreifender in den flach liegenden Schichten der südlichen Injektionszone als in den steil einfallenden der Paragneiszwischenzone und der nördlichen Injektionszone.

Mylonit- und Ruschelzonen sind im untersuchten Gebiet sehr verbreitete Bildungen. Entlang diesen Zonen haben die hauptsächlichsten nachkristallinen Bewegungen stattgefunden. Die Lage der Mylonitzonen ist häufig konkordant, sehr oft aber auch diskordant zur Schieferung des Nebengesteins. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 1 dm und 40 m. Im Valle Magliasino, 2 km südlich des M. Gradicioli und in der Überschiebungszone von Arosio wird das Gestein in allen möglichen Richtungen von Mylonitzonen durchzogen; auch die zwischen diesen Bewegungsflächen liegenden Gesteinspartien sind stark

tektonisch beansprucht, sodass man von eigentlichen Knet- und Walzzonen reden kann. Die Farbe der Paragneismylonite ist dunkelgrau bis schwarz. Die dunkle Färbung rührt z. T. von feinschuppigen, ausgewalzten Biotitblättchen her, z. T. von dem bei der Chloritisierung des Biotites ausgeschiedenen Magnetit und z. T. von feinverteiltem Pyrit, der im staubförmigen Zustand schwarze Farbe besitzt. Daneben tritt auf Rutschflächen ziemlich reichlich Graphit auf. Die schwarzglänzenden, mit Graphit bedeckten Rutschharnische sind eben bis sehr stark und äusserst unregelmässig gewellt. Das Gestein der Ruschelzonen ist verschieden stark zertrümmert. Es bestehen sämtliche Stadien der tektonischen Beanspruchung von einfachen Ruschelzonen bis zu Gangmyloniten. In stark bewegten Gebieten (Überschiebung von Indemini) erscheinen bis 1 m mächtige tektonische Brekzien, deren Grundmasse ein schwarzer, leicht zerfallender Gesteinsbrei ist. Längs den meisten Ruschelzonen hat die starke Quetschung das gneisige Gestein in lockeres Pulver zerlegt, das der Verwitterung leicht zum Opfer fällt und dadurch einen tonigen Charakter erhält. Es ist deshalb einigermassen begreiflich, dass KOENIGSBERGER (34) auf den Gedanken kommen konnte, es handle sich um wenig metamorphe, eingelagerte Tone, die dem Karbon zugehörig seien. An der Strasse, die von Mugena nach der Alpe die Nisciora führt (1,5 km südlich des M. Gradicioli), ist wenig nördlich von Mugena eine solche Quetsch- und Bewegungszone aufgeschlossen, an welcher man gut erkennen kann, dass das stark zertrümmerte Material allmählich in unversehrte Biotitgneise übergeht. Die Ansicht von KOENIGSBERGER ist schon von RÜGER (49) widerlegt worden; wir brauchen deshalb nicht näher auf sie einzugehen.

Die mikroskopische Betrachtung der schleifbaren Gesteinspartien der Ruschel- und Mylonitzonen zeigt, dass sie zum grossen Teil aus verschieden stark zertrümmertem Quarz bestehen. Daneben finden sich serizitisierter Feldspat, Pennin, schwarzes Erz und Graphit in langausgezogenen Lamellen. Neben Pennin, dem Umwandlungsprodukt von Biotit, findet sich noch in beträchtlichen Mengen ein zu sphärolitischer Anordnung neigender Chlorit, wahrscheinlich Ripidolit, der z. T. in grossen Quarzkörnern schwimmt. Gelegentlich treten ausserdem die Mineralien Klinozoisit und Titanit auf, letzterer in relativ gut ausgebildeten Kristallen. Ripidolit und Quarz sind nachträgliche Bildungen. Besonders klar zeigt das der Quarz, der oft in grossen Individuen und manchmal in bedeutenden Mengen auftritt. Im Valle di Gem z. B. (nordöstlichster Seitenast der Magliasina) steckt in einer Mylonitzone eine 1 m mächtige gangartige Quarzanreicherung, die aus bis 2 cm grossen Kristallen besteht. In verschiedenen Ruschelzonen finden sich zusammen

mit Quarz bis dm mächtige Pyritlagen. Die Pyritkristalle sind kaum 1 mm gross und haben pentagondodekaedrische Gestalt (Val Magliasino, Val Duragno, Val Cusello). Im Valle Magliasina sind ausserdem bis 1 m mächtige, weisse, grobkristalline Kalzitlagen konkordant in die Ruschelzonen, aber diskordant zum Nebengestein eingelagert.

Die Gneise der nächsten Umgebung der Ruschelzonen sind gewöhnlich chloritisiert und zwar in der gleichen Weise wie bereits im Zusammenhang mit den Biotithornfelsgneisen geschildert wurde.

Eine besondere Erwähnung verdienen die Gangmylonite, die am verbreitetsten in der nördlichen Injektionszone auftreten, aber im Vergleich zu den übrigen Myloniten nur eine untergeordnete Bedeutung haben. Ein gutes Beispiel findet sich unterhalb der neuen Brücke ob Vira, über welche die Strasse von Vira-Gamborogno nach Corte di Neggia führt. (Vergl. Fig. 4.) Die Gangmylonite liegen z. T. in vollkommen unverändertem Nebengestein und setzen mit scharfer Grenze gegen dieses ab. Manchmal umschliessen sie einzelne eckige Teilstücke des Gesteins und erwecken so den Eindruck von Eruptivbrekzien. Die Gangmylonite der Paragneise haben ein schwarzes, dichtes bis fast glasiges Aussehen. Im Mikroskop ist erkennbar, dass die schwarze Farbe der Handstücke auf eine äusserst feine Bestäubung mit schwarzem Material — wahrscheinlich Erz — zurückzuführen ist. In der glasig aussehenden, optisch isotropen Grundmasse finden sich einzelne faserige bis schuppige, kräftig doppelbrechende Mineralien, wahrscheinlich Hornblende oder Glimmer, die ihrer Kleinheit wegen nicht bestimmt werden konnten. Sie sind wohl als Rekristallisationen der Grundmasse zu deuten. Einer der seltenen, hellfarbigen Orthogneisgangmylonite steht an der Strassenbiegung südlich der Station S. Nazzaro an. Hier besteht ein ganz allmählicher Übergang vom stark zertrümmerten Orthogneis in ein immer feiner werdendes Gesteinspulver, das schliesslich zu einem Gangmylonit wird. Die Gangmylonite, die im allgemeinen als durch Reibungswärme aufgeschmolzene Gesteinspartien betrachtet werden, stellen in unserem Falle ein extrem feinkörniges, gepresstes Gesteinspulver dar, das sich während der Quetschung ähnlich verhielt wie eine Flüssigkeit und in die aufgerissenen Spalten injiziert wurde.

Die Ruschel- und Mylonitzonen verdanken ihre Entstehung einer starken tektonischen Beanspruchung, die zu Ausgleichbewegungen, Stauungen, Brüchen und Überschiebungen geführt hat. Das Alter dieser Bewegungen dürfte zum Grossteil alpin sein. Ob die Anlage einzelner Bewegungsflächen älter ist, kann kaum entschieden werden. Nur für die Bruchzonen, längs welchen das Karbon von Manno eingesenkt wurde, ist ein präalpines Alter mit einiger Sicherheit anzunehmen.

Die Ursache des Graphitreichtums vieler Mylonite ist nicht klar ersichtlich. Der Graphit ist in den Paragneisen im allgemeinen nur sehr spärlich verteilt. Grössere Ansammlungen dieses Minerals auf den Gleitflächen der Ruschelzonen sind, wie schon RÜGER annahm (49), wahrscheinlich durch die Bewegung aus dem Nebengestein mobilisiert worden.

Chloritisierung und Serizitisierung, die im untersuchten Gebiet stets in Begleitung der Ruschelzonen auftreten, hängen zusammen mit einer Durchtränkung mit hydrothermalen Lösungen, welche die Ruschelzonen als Weg benutzt haben und darin nacheinander folgende Mineralien abgesetzt haben: Ripidolit, Quarz, Pyrit und Kalzit.

Auch die Kluftmineralien, die in einer Zerrkluft hinter der Station Ranzo-St Abbondio gefunden wurden, sind auf hydrothermale Lösungen zurückzuführen. Auch hier ist das Nebengestein in nächster Nähe der etwa 1 cm mächtigen Kluft chloritisiert. Die Kluft selbst ist nur teilweise mit Mineralien angefüllt. Unter diesen herrscht ein zu wurmförmiger bis geldrollenförmiger Anordnung neigender Chlorit vor. Die kaum Millimeter grossen, dunkelgrünen Kriställchen wurden in mikroskopisch kleinen Klüftchen in verschiedenen Gneisen gefunden. Anhand von Pulverpräparaten liessen sie sich als Ripidolit bestimmen (n_α: dunkelgrün, n_γ: gelbgrün, positiv einachsig, n_β: 1,63). An den Kluftwänden festgewachsen sind bei der Station Ranzo-St. Abbondio ausserdem bis 1 cm grosse Kristalle von milchigweissem Adular und fleischfarbigem Titanit. Der Titanit ist etwas unregelmässig fleckig und zerbricht sehr leicht; er zeigt sehr einfache Formen und ist tafelig nach dem basalen Pinakoid. Die Kanten werden zugeschärft, wahrscheinlich durch ein schiefes Prisma. Im Pulverpräparat zeigt er sehr deutlichen Pleochroismus: n_γ dunkelrosarot, n_β blass gelblich, n_α farblos, und öfters polysynthetische Verzwillingung.

VIII. MAGNETKIESVORKOMMEN

Das Magnetkiesvorkommen im Valle del Trodo wurde während des Weltkrieges kurze Zeit abgebaut. Nach FEHLMANN (19) hatte das Vorkommen linsenförmige Gestalt mit den Ausmassen 7 m auf 30 m. In dem durch den Tagebau geschaffenen Aufschluss ist die diskordante Stellung der Erzlinse deutlich erkennbar. Die Biotitplagioklasgneise des Nebengesteins fallen mit 45° nach O, die erzführende Linse dagegen steht senkrecht und streicht NO—SW. Randlich wird der Magnetkies durch quarzreiche Salbänder begrenzt. Auch im Zentrum der Linse ist viel Quarz in grösseren Individuen und unregelmässigen Kornteilen in den Magnetkies eingestreut. Neben dem derben Magnetkies

findet sich wenig Kupferkies und etwas Pyrit. Häufig werden die Eisensulfide durch schwarze pulverige Massen ersetzt. Entfernt man dieses schwarze Material, so kommen gut geformte Quarzkristalle zum Vorschein. In einer kleinen Spalte fand sich ein schwefelgelbes Mineral in der Form mehliger Überzüge. Es liess sich in heissem Wasser lösen und schied beim Kochen flockiges Eisenhydroxyd aus. Es handelt sich um das wasserhaltige Ferrisulfat Copiapit, ein typisches Mineral des eisernen Hutes.

Zusammenfassung

Morphologie

Die sanft gewellten Formen der Gipfel und Kämme bilden einen scharfen Gegensatz zu den steilen, durch Terrassensysteme unterbrochenen Bergflanken. Das Gestein der Gipfellandschaft ist auf grosse Flächen von einer bis 1½ m mächtigen Verwitterungsschicht überdeckt. Form und Verwitterungsschicht der Hochregion sind Überreste eines alten, ausgeglichenen Mittelgebirges. Die steilen Talhänge wurden durch jüngere Flusserosion geschaffen. Die Terrassensysteme stellen die randlichen Überreste ehemaliger Talböden dar aus der Zeit vorübergehenden Minimums der Erosion. Sämtliche Terrassen (von uns sind vier beobachtet worden) sind zur Diluvialzeit von den aus den Zentralalpen vordringenden Gletschern überarbeitet und z. T. zu Rundhöckerlandschaften umgeformt worden. Die Maximalhöhe der Gletscher betrug in der Gegend des Monte Ceneri, wie die Erratiker zeigen, 1300 m ü. M. Die Ceneripasshöhe wurde von einem mächtigen Gletscherarm überflutet, während die Lücken im Tamaro-Gambarogno-Paglione-Kamm vom Eis nicht überflossen wurden, so dass das Val Vedasca, wenigstens in seinem oberen Teil, vom Eis verschont blieb. Die wenigen Moränen, die zur Diluvialzeit abgelagert wurden, sind zum grossen Teil verschwemmt worden. Nach dem Rückzug der Gletscher schnitten die Bäche tiefe Talkerben in die steilen Hänge. In den durch die Gletschererosion etwas tiefer gelegten Tälern bildeten sich gleichzeitig Alluvialböden.

Tektonik

Das untersuchte Gebiet gehört zum Seengebirge. Nach der Einteilung, die Novarese für dieses gibt, fällt es in die „Seenzone der Gneise und Glimmerschiefer", an die im Norden die „Zone der Diorite und Kinzigite" anschliesst. Seine südliche Fortsetzung taucht unter die Sedimente der Luganeser Kalkalpen. In Bezug auf den Alpenbau muss der untersuchte Teil des Sotto Ceneri samt dem von Kelterborn

beschriebenen Malcantone zu den Südalpen gestellt werden. Diese werden im Norden durch die insubrische Verwerfungsfläche von der Wurzelzone der Alpen getrennt.

In dem Komplex der kristallinen Schiefer ist bei Manno eine Scholle von nicht metamorphem Oberkarbon eingelagert. Das Alter des Gebirgsbaus ist somit entweder variskisch, kaledonisch oder älter. Durch die Gebirgsbildung, die eng verknüpft war mit Intrusion und Dislokationsmetamorphose, wurden die Formen der alten Tektonik — Schlingenbau einerseits und flache Lagerung der Gneise anderseits — geprägt.

Während der Alpenbildung wurde das Gneisgebiet teils in einzelne Schollen zerlegt, teils fanden Überschiebungen nördlicher Gneiskomplexe über südliche statt. Die Gneise wurden längs den Bewegungsflächen mylonitisiert; im übrigen blieben die alten Strukturen erhalten.

Die beobachteten Tatsachen sprechen für die Ansicht von Cornelius, dass die Südalpen die unmittelbare Fortsetzung der oberostalpinen Decken darstellen und dass die beiden ursprünglich zusammenhängenden Gebiete nachträglich durch die insubrische Verwerfung zerschnitten worden sind. Der Auffassung, dass der nördliche Teil des Seengebirges (Seenzone der Gneise und Glimmerschiefer) eine Wurzelzone mit steilgestellten Schichten darstelle, widersprechen die geschilderten Verhältnisse.

Petrographie

Am Aufbau des untersuchten Gebietes sind folgende Gesteine beteiligt: Amphibolite, Paragneise, Mischgneise, Orthogneise, Pegmatite und basische Gänge.

Die Amphibolite und besonders die peridotitischen Gesteine sind auf wenige kleine Vorkommen beschränkt. Sie sind z. T. aus mergeligen Sedimenten hervorgegangen: Plagioklasamphibolit; z. T. stellen sie die Umwandlungsprodukte magmatischer Gesteine von gabbroidem bis peridotitischem Charakter dar: Eklogitamphibolit, Granatamphibolit, Hornblendit, Strahlsteinfels und Granatserpentin.

Die Paragneise und die Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial sind aus den Hauptbestandteilen Plagioklas (Oligoklas), Quarz und Biotit aufgebaut; dazu gesellt sich lokal gemeine grüne Hornblende. Diese Gesteine sind unter gerichtetem Druck und hoher Temperatur aus tonig-sandigen bis mergeligen Sedimenten

hervorgegangen. Sie enthalten zahlreiche, kalksilikatführende Einschlüsse, die einen konzentrischen Schalenbau zeigen und meist linsenförmige Gestalt besitzen. Die Zusammensetzung der einzelnen Schalen und deren Folge vom Rand zum Kern ist in der Grosszahl der Einschlüsse sehr ähnlich. Die wichtigsten Mineralien dieser Bildungen sind: Quarz, Anorthit, gemeine grüne Hornblende, Granat, Klinozoisit, Zoisit, blassgrüne Hornblende, Diopsid und Kalzit. Die Linsen stellen die metamorphen Produkte von Kalkkonkretionen und kalkreichen Lagen dar. Marmorbänke sind sehr selten. Die einzelnen Gesteinstypen der Paragneise und Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial unterscheiden sich hauptsächlich in Struktur und Korngrösse. Der schieferige Biotitplagioklasgneis hat mittelgrobes Korn, während der Biotithornfelsgneis äusserst feinkörnig ist und Anklänge an eine Hornfelsstruktur zeigt. In letzterem Gestein treten an zahlreichen Stellen tonerdesilikatführende Knotenbildungen auf. In einer Frühphase der Metamorphose entstanden Chiastolitprismen, die in der Hauptphase z. T. in knotenförmige Aggregate aus Sillimanit, Disthen und Granat umgewandelt wurden. Die Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial unterscheiden sich von den Paragneisen durch ihr gröberes Korn und einen geringen Orthomaterialgehalt (Muskowit, Orthoklas), der ihnen während der Intrusion der Orthogneise zugeführt worden ist. Im Cenerigneis liegen zwischen granulierten Grosskörnern von Plagioklas und Biotit einheitliche Quarzkörner. Auch kleine Knötchen aus Sillimanit, Disthen und Granat sind häufig zu finden. Die kalksilikatführenden Einschlüsse haben in diesem Gestein oft eine diskordante Lage, die, wie auch die Granulierung des Plagioklases, sehr wahrscheinlich ihre Entstehung einer Durchbewegung unter mesozonalen Bedingungen der Metamorphose verdankt.

Im Zusammenhang mit der Gebirgsbildung und der Metamorphose ist aplitisches Magma in die Paragesteine eingedrungen und hat in der nördlichen Injektionszone selbständige Lagen — Alkalifeldspatgneis — gebildet, während es in der südlichen Injektionszone die Paragesteine diffus durchtränkte und mehr oder weniger stark feldspatisierte — Plagioklasalkalifeldspatgneis, Plagioklasgneis —. Zur gleichen Zeit haben Turmalinpegmatite die Paragesteine in konkordanter Lage durchsetzt.

Die wenigen gangartigen Pegmatite und die basischen Gänge sind die einzigen nicht geschieferten Gesteine. Ihr Eindringen kann deshalb frühestens in die Spätphase der Metamorphose und Injektion verlegt werden. Ob die auf den äussern Nordrand des Untersuchungsgebietes beschränkten Gangpegmatite Ausläufer darstellen der viel jüngeren

pegmatitischen Intrusionsphase der alpinen Wurzelzone, ist eine ungelöste Frage.

Die alpine Beanspruchung hat die Gneise längs Bewegungszonen verschieden stark gequetscht. Es bestehen sämtliche Stadien der Zertrümmerung von Ruschelzonen zu Myloniten und Gangmyloniten.

In die Ruschel- und Mylonitzonen und die zerklüfteten Gesteinspartien drangen hydrothermale Lösungen, setzten darin Quarz, Pyrit, Adular, Titanit, Ripidolit und Kalzit ab und bewirkten gleichzeitig eine Chloritisierung der benachbarten Gesteine.

Literatur

1. Amoretti, C.: Viaggio da Milano ai tre laghi. Milano 1794.
2. Anderson, G.: Pseudo-cataclastic texture of replacement origin in igneous rocks. The Amer. Mineral., vol. 19 (1934), 185.
3. Andersen, O.: The Genesis of some types of feldspat from granite pegmatites. Norsk geol. Tidsskr. 10 (1928), 116.
4. Annaheim, H.: Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abh., 3. Reihe, H. 8 (1936).
5. Argand, E.: Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 31 (1911) und Karte 64.
6. Bearth, P.: Die Ganggesteine des Malcantone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 12 (1932), 180.
7. Burford, J.: Failles et Minerais du Malcantone. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 13 (1933), 435.
8. Burri, C., und de Quervain, F.: Über basische Ganggesteine aus der Gegend von Brissago. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 507.
9. Cadisch, J.: Geologie der Schweizeralpen. Zürich (1934).
10. Cornelius, H., und Cornelius-Furlani, M.: Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-natw. Kl. 102 (1930), 207.
11. Dozy, J.: Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Meded., 6. Tl., 3. H. (1935), 133.
12. — Beiträge zur Tektonik der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., 7. Tl., H. 1 (1935), 64.
13. — Über das Perm der Südalpen. Leidsche Geol. Meded., 7. Tl., H. 1 (1935), 42.
14. Dozy, J., und Timmermans P.: Erläuterungen zur geol. Karte der zentralen Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., 7. Tl., H. 1 (1935), 88.
15. Du Bois, J.: Rapport sur les gisements de mispickel aurifères d'Astano. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., 16. Lfrg., H. 2 (1931), 71.
16. Escher, B.: Über prätriadische Faltung in den Westalpen ... mit einem Anhang über ... das Karbon von Manno bei Lugano. Diss. Zürich (1911).
17. Eskola, P.: Condition during the Earliest Geological Times. Ann. Acad. Sc. Fennicae, Ser. A, Vol. 34, No. 4 (1932).
18. On the principles of metamorphic differentiation. Bull. Com. géol. Finlande, No. 97 (1932), 68.

19. Fehlmann, H.: Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern (1919), 247.
20. Frauenfelder, A.: Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helvet. 14 (1916), 247.
21. Goldschmidt, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vidensk. Skrifter, Mat.-nat. Kl., No. 1 (1911).
22. — Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens, 3. T. Kristiania (1915).
23. Grubenmann, U.: Der Granatolivinfels des Gordunotales. Viertelj.schr. Natf. Ges. Zürich, 53 (1908), 129.
24. — Die kristallinen Schiefer. Berlin (1910).
25. Grubenmann, U., und Niggli, P.: Die Gesteinsmetamorphose, Bd. 1. Berlin (1924).
26. Harker, A.: Metamorphism. London (1932).
27. Hawkes, L.: On glomerogranular texture. Mineral. Mag., Vol. 22, No. 127 (1929), 163.
28. Heim, Alb.: Geologie der Schweiz. Leipzig (1918—1922).
29. Hofsteenge, G.: La géologie de la Vallée du Brembo. Diss. Leiden (1931).
30. Hotz, W., und Geol. Komm.: Die geologischen und tektonischen Karten der Schweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 62. Lfrg. (1931).
31. Jong, W.: Zur Geologie der Bergamasker Alpen. Leidsche Geol. Meded., 3. T. (1928), 50.
32. Kelterborn, P.: Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. Verh. Natf. Ges. Basel, 4 (1923).
33. Klemm, G.: Einschlüsse von Fremdgesteinen in den Dioriten des Odenwalds. Notizbl. d. Ver. f. Erdk. u. d. hessischen geol. Landesanst. z. Darmstadt, 5. Flg., 13. H., Darmstadt (1930), 71.
34. Koenigsberger, J.: Über karbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden bei Lugano. Ecl. geol. Helvet. 21 (1928), 285.
35. Lämmlein, G.: Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien. Z. f. Kristallogr., Bd. 71 (1929), 237.
36. Laney, F.: Geology of the Southern Appalachian Region. Prof. Paper 139, U. S. G. S. (1926), 7.
37. Lautensach, H.: Die Übertiefung des Tessingebiets. Geograph. Abh., H. 1, N. F. Leipzig und Berlin (1912).
38. Lavizzari, C.: Escursioni nel Canton Ticino. Lugano (1859).
39. Niggli, P., de Quervain, F., Winterhalter, R.: Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Geotechn. Ser., 14. Lief. Bern (1930).
40. Nockolds, S.: Some theoretical aspects of contamination in acid magma. Journ. Geol., Vol. 41, No. 6 (1933), 561.
41. Novarese, V.: La Zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. della carta geol. d'Italia, vol. 22 (1929), 65.
42. — La formazione diorito-kinzigita in Italia. Boll. R. Uff. geol. d'It., vol. 56, n. 7 (1931).
43. — L'età del granito del Lago Maggiore. Boll. R. Uff. geol. d'It., vol. 58, n. 11—12 (1933), 1.
44. Preiswerk, H.: Vom Gestein im Tessin. Die Alpen, S. A. C., Nr. 12 (1925), 441.

45. — Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. Boll. Soc. ticin. sc. nat., a. 28 (1933), 9.
46. Preiswerk, H., und Reinhard, M.: Geologische Übersicht über das Tessin. In Geol. Führer d. Schweiz, Fasz. 11, Basel (1934), 190.
47. Reinhard, M.: Universaldrehtischmethoden. Basel (1931).
48. — Exkursion Nr. 69, Bellinzona-Monte Ceneri-Manno-Malcantone-Lugano. In Geol. Führer d. Schweiz, Fasz. 11, Basel (1934), 846.
49. Rüger, L.: Zur Frage des metamorphen Karbons im nördlichen Luganeser Seegebirge. Zbl. f. Mineral., Abt. B (1930), 379.
50. Runner, J., and Hamilton, R.: Metamorphosed calcareous concretions and their genetic and structural significance. Am. J. Sc., 4. Ser., Vol. 28, No. 163 (1934), 51.
51. Sander, B.: Erläuterungen zur geologischen Karte Meran-Brixen. Schlernschriften 16. Innsbruck (1929).
52. — Gefügekunde der Gesteine. Wien (1930).
53. Schmidegg, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. Verh. geol. Bundesanst. Wien, Jahrg. 1933 No. 5, 83.
54. Sederholm, J.: On Synantetic Minerals and Related Phenomena. Bull. Com. géol. Finlande, No. 48 (1916).
55. Spaenhauer, F.: Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 12 (1932), 27.
56. Srbik, R. v.: Geologische Bibliographie der Ostalpen. München und Berlin (1935).
57. Staub, R.: Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52 (1924).
58. Streckeisen, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 8 (1928), 87.
59. Studer, B.: Geologie der Schweiz. 2 Bde. Bern und Zürich (1851).
60. Suzuki, J.: Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 10 (1930), 117.
61. — Metamorphosed Calcareous Concretions in the Hornfels at the Southern Coast of Tokati Province. Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imperial University, Ser. 4, Vol. 2, No. 4 (1934), 323.
62. Taramelli, T.: Il Cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 1. F., vol. 17 (1880).
63. — I tre laghi. Milano (1903).
64. Tilley, C.: Contact-metamorphic Assemblages in the System CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2. Geol. Mag., Vol. 62 (1925), 363.
65. Weinschenk, E.: Zur Kenntnis der Graphitlagerstätten. Abh. d. k. bayer. Akad. d. Wiss., 2. Kl., 19. Bd., 2. Abt. (1897), 511.
66. Wenk, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins (Graubünden). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 196.
67. — Der Gneiszug Pra-Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke. Ecl. geol. Helvet. 27 (1934), 135.
68. Winchell, A.: Elements of Optical Mineralogy. London (1933).

Erklärung zu Tafel I und II.

Tafel I.

Fig. 1. Gut geschieferter Cenerigneis, Valle del Lupo ob Soresina-Rivera, 850 m Höhe.
Grobkörnige Quarzzeilen, feingranulierte Plagioklaspflasterlagen und etwas Muscovit. Vergrößerung 25×, Nicols ×.

Fig. 2. Körnig-flaseriger Cenerigneis, Ponte Casletto im Valle Intrasca, Italien. Grobe Quarzkörner, feingranulierte Plagioklaspflaster und wenig Glimmer. Ein Plagioklaskorn, erkennbar an der undeutlichen Zwillingslamellierung, nur randlich granuliert. Vergrößerung 40×, Nicols ×.

Tafel II.

Fig. 3. Kalksilikatführender Einschluß, konkordant in Cenerigneis, Steinbruch Magadino Ponte.
Größe 25 auf 50 cm. Beschreibung siehe Seite 56.

Fig. 4. Kalksilikatführender Einschluß, diskordant in Cenerigneis, Steinbruch Magadino Ponte.
Größe 40 auf 50 cm. Beschreibung siehe Seite 56.

Curriculum vitae

Ich, Rudolf Paul Bächlin, wurde am 26. November 1911 als Sohn des Max Bächlin, Verwalter der Christoph-Merian'schen Stiftung, und der Marie, geborene Rosenmund, in meiner Vaterstadt Basel geboren. Ich besuchte von 1921 an die damalige Realschule und erhielt im Frühjahr 1930 das Reifezeugnis. Darauf bezog ich die hiesige Universität, um mich dem Studium der Naturwissenschaften, insbesondere der Petrographie und der Geologie, zu widmen. Ich hörte die Vorlesungen und beteiligte mich an den Übungen der Herren Professoren und Dozenten:

M. Reinhard, A. Buxtorf, H. Preiswerk, W. Hotz, J. Cadisch, A. Rittmann, R. Rutsch, A. Hagenbach, F. Fichter, F. Zschokke, A. Portmann, E. Handschin, R. Geigy, G. Senn, O. Schuepp und F. Jäger.

Im Frühling 1933 begann ich auf Anregung von Herrn Prof. M. Reinhard die vorliegende Arbeit, die mich im Sommer 1933 und im Frühling und Herbst 1934 im Felde beschäftigte. Die Bearbeitung des Materials erfolgte im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Basel.

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitt.
Bd. XVII, 1937

Tafel I

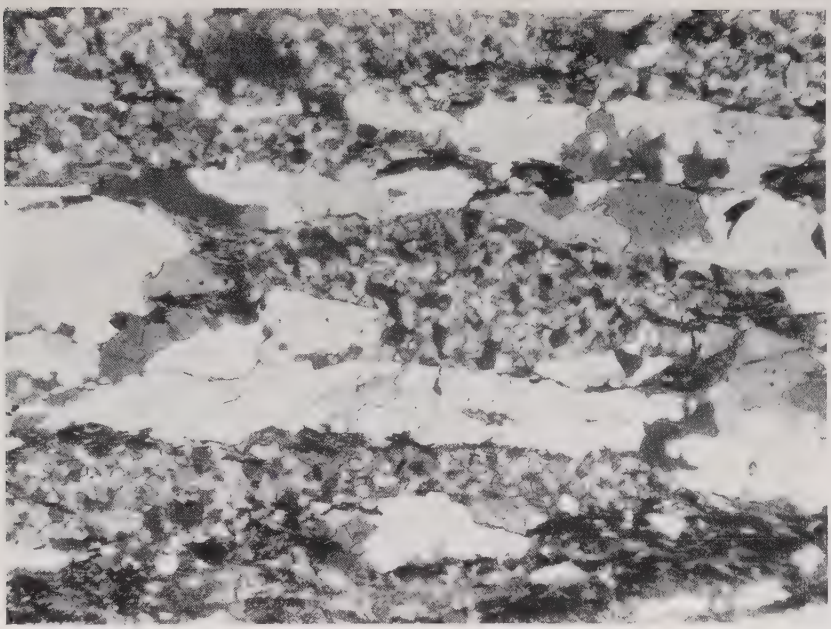


Fig. 1

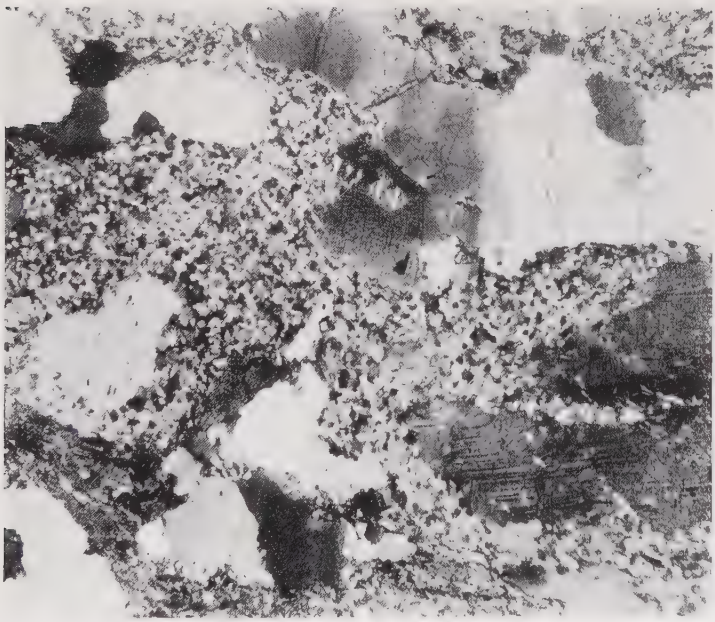


Fig. 2

Schweiz. Mineralog.-Petrogr. Mitt.
Bd. XVII, 1937

Tafel II

Fig. 3

Fig. 4

Geologische Karte und Profile des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin)

Aufgenommen von R. Bächlin 1933—1934

Masstab 1 : 50000

Legende

- Alluvionen
- verrutschte Massen
- Permo-Werfenien, Sandsteine und Tone
- basische Gänge

Misch- bis Orthogneise

- Plagioklasgneis mit quarzdioritischem Mineralbestand, grobflaserig
- derselbe Hornblende führend
- Plagioklasalkalifeldspatgneis, mit biotitgranitischem Mineralbestand, grobflaserig; Profil, Karte
- aplitischer Alkalifeldspatgneis, körnig bis körnigflaserig; Profil, Karte

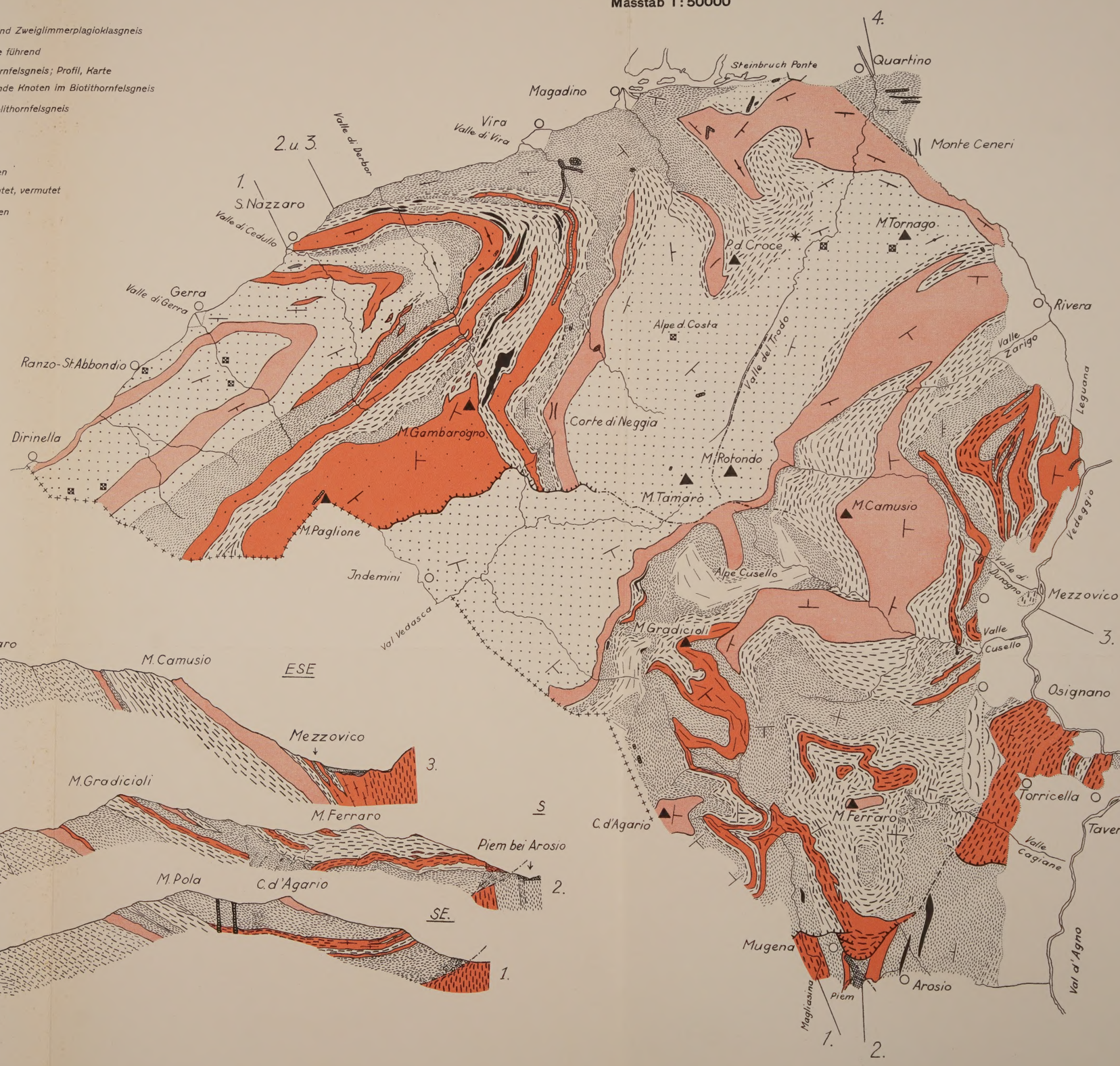
Mischgneise mit vorwiegend Paramaterial

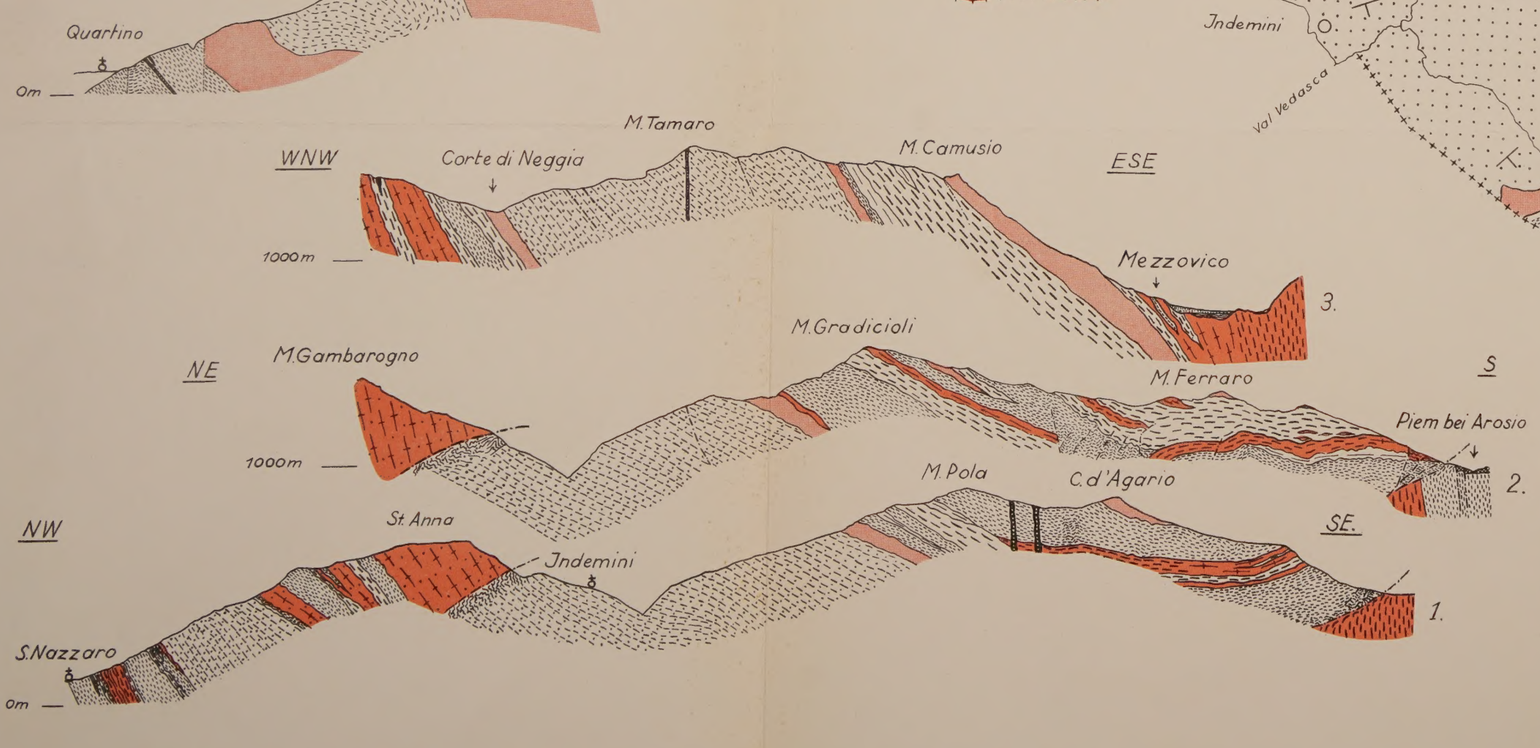
- Biotitplagioklasgneis, schieferig bis körnigflaserig
- Biotitgneis mit granuliertem Plagioklas, feinflaserig-schieferig bis feinflaserig-körnig: Cenerigneis
- Amphibolite und peridotitische Gesteine

Paragneise

- schieferiger Biotit- und Zweiglimmerplagioklasgneis
- derselbe Hornblende führend
- feinkörniger Biotithornfelsgneis; Profil, Karte
- Tonerdesilikat führende Knoten im Biotithornfelsgneis
- Marmorbänke im Biolithornfelsgneis
- Muskowitschiefer

- Ueberschiebungslinien
- Bruchlinien; beobachtet, vermutet
- Magnetkiesvorkommen





WASSERMANN & Cº, BASEL